

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 260
1994

Großräumige Zirkulation
und
meridionale Transporte
im
Südatlantik

von
Jürgen Holfort

DOI 10.3289/IFM_BER_260

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden bei:

Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Abt. Meeresphysik

Düsternbrooker Weg 20

24105 Kiel, Deutschland

ISSN 0341-8561-

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Kiel als Dissertation angenommen.

Abstract

Hydrographic section data sampled from 1983 to 1993 between 11°S and 30°S in the South Atlantic is used together with direct current measurements to infer the transport of heat, freshwater, salt and other tracers.

After a short introduction and presentation of the hydrographic data set the direct current measurements at about 30°S are used in chapter 3 to calculate the mean mass transport of the Brazil Current and of bottom water through the Vema-Channel. The following chapter analyzes the different water masses of the region and the percentage of the water masses are determined using an multi-parameter method. In chapter 5 the meridional transport and the associated errors of 4 zonal section are discussed. The velocity is calculated using geostrophy and several levels of no motion. Reasonable levels of no motion for the geostrophic calculation are inferred using the water mass analysis of the previous chapter.

The final heat transport estimate is done using an inverse calculation combining zonal and meridional sections with the mass transports from the direct current measurements. The heat transport is equatorward with magnitudes of 0.70 PW (11°S), 0.69 PW (19°S), 0.36 PW (23°S) and 0.40 PW (30°S). The estimated error is about 0.25 PW, the greatest error source is not the barotropic velocity but the error in the Ekman part and the temporal variability. The heat transports at 30°S together with a high equatorward mass transport of surface water compared to the transport of intermediate water suggests the warm water path as main route of the global conveyor belt.

The oceanic freshwater flux as inferred from the oceanic salt fluxes is quite different from estimates based on global freshwater balance, but the inferred surface freshwater flux between 11°S and 30°S agree very well with the global freshwater balance of Baumgarnter & Reichel (1975).

For zero mass transport across the sections the transport of nutrients and total dissolved inorganic carbon is southward, the magnitude of the DIC-transport is about 1000 kmol/s. Finally the overturning in the vertical is shown together with the large scale horizontal circulation of different water masses.

Contents

Abstract

1. Introduction

2. Data set

2.1 Hydrographic data

2.2 Derived quantities

3. Direct current measurements

3.1 Surface drifters

3.2 Subsurface floats

3.3 Moorings

3.3.1 Moorings from the region of the Brazil Current

3.3.2 Moorings from the Vema-Channel

3.3.3 Moorings from the Santos-Plateau

4. Analysis of water masses

4.1 The water masses

4.2 Surface water masses (SF)

4.3 Intermediate water masses (AAIW,uCP)

4.4 Deep and Bottom water masses (NADW,AABW)

4.5 Water mass composition

4.6 Scaling of the definition matrix

4.7 Methods to exclude water masses in the calculation

4.8 Definition of water masses in terms of density

5. Heat transport derived from the direct method

5.1 Method

5.2 Level of no Motion

5.3 Errors

5.3.1 Errors due to spatial resolution

5.3.2 Errors due to the bottom triangle

5.3.3 Errors due to the Ekman-transport

5.3.4 Errors due to different levels of no motion

5.3.5 Errors due to measurement uncertainties

5.3.6 Errors due to changes in the temperature field

5.3.7 The total error

5.4 Results

6. Inverse calculations

- 6.1 The conservation equations
- 6.2 The meridional mass transport
- 6.3 Transports in the Angola- and the Cape-Basin
- 6.4 Transports in the Brazil-Basin at 30°S
- 6.5 Boxes for the inverse calculation
- 6.6 The singular value decomposition
- 6.7 Scaling of the inverse matrix
- 6.8 The influence of different scalings
- 6.9 The influence of the matrix rank
- 6.10 The influence of different levels of no motion
- 6.11 The influence of the definition of density layers
- 6.12 The influence of the sections and boxes used for the calculation
- 6.13 The influence of prescribed mass transports
- 6.14 The difference between bottle- and CTD-data
- 6.15 The influence of additional conservation equations
- 6.16 The heat transport derived from the inverse method
- 6.17 The pathway of the conveyor belt

7. Transports of other variables

- 7.1 The freshwater transport
- 7.2 The transport of dissolved inorganic carbon
- 7.3 The effect of the freshwater transport on the heat transport

8. The large scale circulation

- 8.1 The overturning circulation
- 8.2 The total mass transport
- 8.3 The circulation of surface waters
- 8.4 The circulation of intermediate waters
- 8.5 The circulation of deep and bottom waters

9. Summary

10. References

A. Appendix

- A.1 The estimates of the Brazil Current transports used in figure 3.12
- A.2 The heat transport values used in figure 6.5
- A.3 Abbreviations

English figure and tabel legends

Gliederung

1. Einleitung	1
2. Datensätze	3
2.1 Hydrographische Daten	3
2.2 Abgeleitete Größen	5
3. Direkte Strömungsmessungen	7
3.1 Oberflächendrifter	7
3.2 Floats	7
3.3 Verankerungen	8
3.3.1 Brasilstromverankerungen	9
3.3.2 Vema-Kanal-Verankerungen	17
3.3.3 Santos-Plateau-Verankerungen	18
4. Wassermassenanalyse	20
4.1 Die einzelnen Wassermassen	20
4.2 Oberflächenwässer (SF)	20
4.3 Zwischenwässer (AAIW,uCP)	22
4.4 Tiefenwässer (NADW,AABW)	24
4.5 Wassermassenanteile	27
4.6 Skalierung und Wichtung	28
4.7 Ausblenden von Wassermassen	28
4.8 Wassermassendefinition über Dichteflächen	32
5. Wärmetransporte über die direkte Methode	34
5.1 Methodik	34
5.2 Nullniveaus	35
5.3 Fehlerabschätzung	38
5.3.1 Der Einfluß räumlicher Auflösung	38
5.3.2 Der Einfluß des Bodendreieckes	39
5.3.3 Der Einfluß der Ekmanschicht	39
5.3.4 Der Einfluß verschiedener Nullniveaus	40
5.3.5 Der Einfluß von Meßungenauigkeiten	41
5.3.6 Der Einfluß von Temperaturänderungen	41
5.3.7 Der Gesamtfehler	44
5.4 Ergebnisse	45
6. Inverse Berechnungen	48
6.1 Erhaltungsgleichungen	48
6.2 Meridionaler Massentransport	49
6.3 Transporte im Angola- und Kapbecken	49
6.4 Transporte im Brasilianischen Becken bei 30° S	50

6.5 Die Boxen der Inversberechnung	50
6.6 Eigenwertzerlegung	51
6.7 Skalierung und Wichtung der Inversmatrix	52
6.8 Der Einfluß verschiedener Skalierungen/Wichtungen	53
6.9 Der Einfluß des Matrix-Rangs	56
6.10 Der Einfluß verschiedener Nullniveaus	57
6.11 Der Einfluß verschiedener Schichtdefinitionen	58
6.12 Der Einfluß zusätzlicher Schnitte und Boxen	58
6.13 Der Einfluß vorgeschriebener Transporte	59
6.14 Der Unterschied zwischen Rosetten- und CTD-Daten	60
6.15 Der Einfluß zusätzlicher Erhaltungsgleichungen	60
6.16 Der invers berechnete Wärmetransport	61
6.17 Die Route des "Conveyer Belt"	62
7. Transporte weiterer Variablen	65
7.1 Frischwasserflüsse	65
7.2 DIC Transport	67
7.3 Effekt des Frischwassertransportes auf den Wärmetransport	67
8. Die großräumige horizontale Zirkulation	69
8.1 Die Umwälzbewegung	69
8.2 Der Gesamtmassentransport	70
8.3 Die Zirkulation der Oberflächenwässer	74
8.4 Die Zirkulation der Zwischenwässer	75
8.5 Die Zirkulation der Tiefenwässer	78
9. Zusammenfassung	80
10. Literaturverzeichnis	82
11. Anhang	92
1. Abschätzungen des Brasilstromtransportes aus Abb.3.12	92
2. Wärmetransporte aus Abbildung 6.5	94
3. Abkürzungen	96

1. Einleitung

Die Erfassung des aktuellen Zustandes des Klimasystems, insbesondere auch seiner ozeanischen Komponenten, ist eine Grundlage für ein verbessertes Verständnis des Klimas und seiner natürlichen und anthropogenen Änderungen. Das "World Ocean Circulation Experiment" (WOCE) hat deshalb das Ziel, aus einer möglichst vollständigen Beschreibung der Wassermassen und der ozeanischen Transporte die Weiterentwicklung und Prüfung von Klimamodellen zu ermöglichen.

Von besonderer Bedeutung für die Wärme- und Wasserbilanzen und die langzeitigen Änderungen des Ozeans ist die Thermohaline Zirkulation. Der Südatlantik stellt hierbei das Bindeglied zwischen den nordatlantischen Absinkgebieten mit ihrer hohen Wärmeabgabe an die Atmosphäre und –über den zirkumpolaren Bereich– dem Indischen und dem Pazifischen Ozean dar. Gordon (1986) ging davon aus, daß sich die Wassermassen in Oberflächennähe und in mittleren Tiefen wie auf einem Förderband ("Conveyer Belt") bewegen. Das im Nordatlantik absinkende Wasser gelangt durch den Südatlantik über die zirkumpolaren Strömungen in den Indischen und Pazifischen Ozean. Es wird in diesen beiden Ozeanen ins Oberflächenwasser gemischt und gelangt nach Gordons Auffassung auf einer "Warmwasseroute" westwärts um das südliche Afrika herum wieder in den Atlantik. Rintoul (1991) kam dagegen zu dem Schluß, daß der überwiegende Teil des rückströmenden Wassers ostwärts auf eine "Kaltwasseroute" durch die Drakestraße in den südlichen Atlantik gelangt und dort durch Oberflächenflüsse seine Eigenschaften verändert. Ein wichtiges Kriterium für die Entscheidung zwischen diesen beiden Konzepten ist die Größe des mittleren meridionalen Wärmetransportes im Südatlantik.

Die Datenüberdeckung ist im Südatlantik sehr viel unvollständiger als im Nordatlantik. Direkte Bestimmungen von Meridionaltransporten über geostrophische Strömungen basieren weitgehend auf Schöpferdaten der Deutschen Südatlantischen Expedition mit dem Forschungsschiff "Meteor" 1925/27 und aus dem Internationalen Geophysikalischen Jahr von 1958 (z.B. Fu, 1981; Roemmich, 1983). Indirekte Bestimmungen von Meridionaltransporten über die Divergenzen der Oberflächenflüsse haben im Südatlantik besonders große Fehler, weil die Datendichte unzureichend ist und weil Fehler sich, ausgehend von einer Integrationsgrenze im Norden, additiv erhöhen.

Wegen der kleinen Skalen von Wirbeln, Randströmen und Frontalzonen im Ozean ist es wahrscheinlich, daß bei direkten Transportbestimmungen auf der Grundlage der obigen Datensätze durch eine unzureichende räumliche Abtastung große Fehler entstehen. Im "WOCE Hydrographic Programme" hat man deshalb versucht, den Stationsabstand und die Vertikalauflösung so gut zu wählen, daß solche kleinskaligen Phänomene hinreichend gut erfaßt werden. Darüber hinaus werden direkte Strömungsmessungen in Randstromregionen und in Bodenwasserdurchlässen durchgeführt.

Für die vorliegende Arbeit stehen erstmalig mehrere hochaufgelöste CTD-Schnitte und außerdem Ergebnisse von direkten Strömungsmessungen in der westlichen Randstromregion und in der Bodenwasserregion zwischen dem Argentinischen und dem Brasilianischen Becken zur Verfügung. Ziel der Arbeit ist vor allem eine verbesserte Bestimmung des meridionalen Wärmetransportes. Zusätzlich sollen aber auch Transporte für weitere Größen, die klimarelevant sind, bestimmt werden, insbesondere für Kohlendioxid und Frischwasser.

Zunächst werden die hydrographischen Daten und ihre Bearbeitung dargestellt. Die Strömungsdaten aus Verankerungsbeobachtungen werden beschrieben und zur Bestimmung mittlerer Massentransporte im westlichen Randstrom und im Bodenwasser benutzt.

Es folgt eine Darstellung der räumlichen Verteilung verschiedener Variablen und eine Multiparameter-Analyse zur Ermittlung von Wassermassenanteilen. Es ergeben sich Ansätze für die Nullniveaus geostrophischer Strömungen. Damit werden zunächst für einzelne Schnitte Wärmetransporte bestimmt und mögliche Fehlerquellen diskutiert.

Zur weiteren Verbesserung der Transportbestimmungen werden dann in einem zweiten Schritt eine Reihe von Zonal- und Meridionalschnitten und direkte Strömungsmessungen in einem Inversmodell verknüpft. Damit ergeben sich besser abgesicherte Massen- und Wärmetransporte. Anschließend werden auf dieser Grundlage Transporte für weitere Variablen ermittelt. Als wichtigstes Ergebnis erhält man dabei Angaben zu den Kohlendioxid-Transporten und zu Frischwasserflüssen. Abschließend wird die großräumige Horizontalzirkulation einzelner Wassermassen zusammenfassend dargestellt.

2. Datensätze

Die in dieser Arbeit benutzten Daten stammen aus hydrographischen Messungen (CTD- und Schöpferdaten), direkten Strömungsmessungen (Verankerungen und Floats) und der Literatur entnommenen meteorologische Variablen (Windschubspannung, Wasserbilanzen). Dieses Kapitel stellt die benutzten hydrographischen Datensätze und ihre Aufarbeitung kurz vor und beschreibt einige daraus berechnete Größen.

2.1 Hydrographische Daten

Zur Bestimmung der meridionalen Transporte werden zonale hydrographische Schnitte gebraucht, die von der südamerikanischen bis zur afrikanischen Küste reichen. Meridionalschnitte verknüpfen zusätzlich die einzelnen Zonalschnitte. Die hier benutzten Daten sind in Tab. 2.1 zusammengefaßt, und die Positionen sind in Abb. 2.1 dargestellt.

Tabelle 2.1 : Datensätze, die in nachfolgenden Berechnungen benutzt werden und/oder von früheren Autoren zum Bestimmen des meridionalen Wärmetransportes benutzt wurden. Unter Quellen stehen Literaturangaben oder das Institut, von dem die Daten stammen. (SIO= Scripps Institution of Oceanography, WHOI= Woods Hole Oceanographic Institution, IfMK= Institut für Meereskunde an der Universität Kiel)

Expeditionsname	Zeitraum	ungefähre Lage	Datenart	Quelle
Meteor 1925/27	9. 1926	zonal 8°S	Schöpfer	Wüst, 1935
	6. 1926	zonal 16°S	Schöpfer	Wüst, 1935
	8. 1926	zonal 24°s	Schöpfer	Wüst, 1935
	8. 1925	zonal 28°S	Schöpfer	Wüst, 1935
	12. 1925	zonal 32°S	Schöpfer	Wüst, 1935
IGJ	3. 1957	zonal 8°S	Schöpfer	Fuglister, 1960
	4. 1957	zonal 16°S	Schöpfer	Fuglister, 1960
	10. 1958	zonal 24°S	Schöpfer	Fuglister, 1960
Oceanus 133	3. 1983	zonal 11°S	CTD/Schöpfer	WHOI
	2. 1983	zonal 23°S	CTD/Schöpfer	WHOI
SAVE-1	12. 1987	nördlich 8°S	Schöpfer	SIO
SAVE-2	1. 1988	zonal 19°S - 11°S	Schöpfer	SIO
SAVE-3	2. 1988	23°S und 0°W	CTD/Schöpfer	SIO
SAVE-4	12. 1988	südlich 30°S	CTD/Schöpfer	SIO
SAVE-5	2. 1989	südlich 30°S	Schöpfer	SIO
SAVE-6	3. 1989	meridional 25°W	Schöpfer	SIO
Meteor 15	2. 1991	zonal 19°S	CTD/Schöpfer	IfMK
Meteor 22	1. 1993	zonal 30°S	CTD/Schöpfer	IfMK

Die CTD-Daten lagen als auf 2 dbar gemittelte Werte vor. Von jeder Station wurden Vertikalprofile von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und gegebenenfalls Sauerstoffgehalt sowie T/S-Diagramme betrachtet, um fehlerhafte Daten zu erkennen. Gegebenenfalls wurden die erkannten Fehler korrigiert oder durch eine Lagrangesche Interpolation ersetzt.

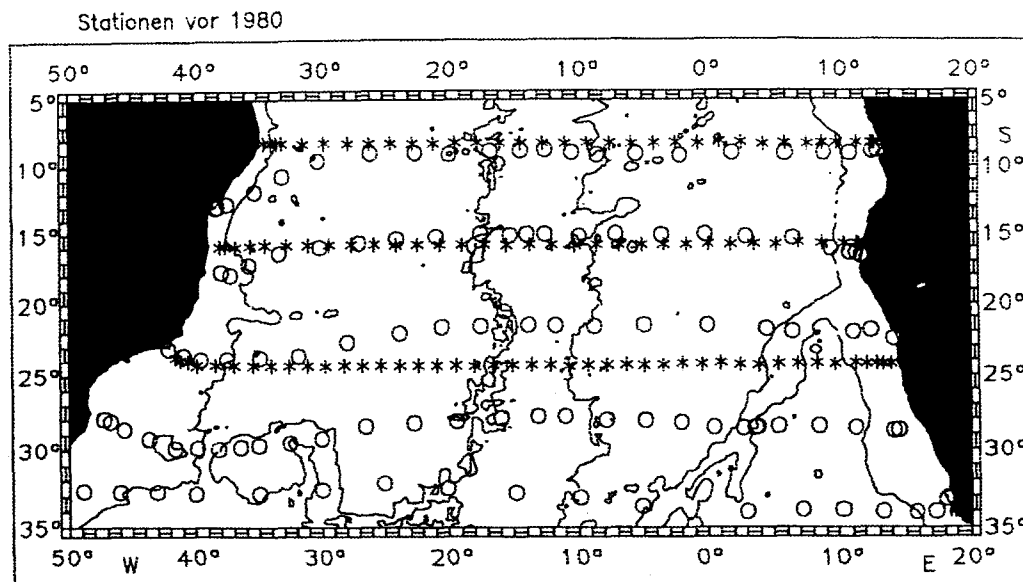
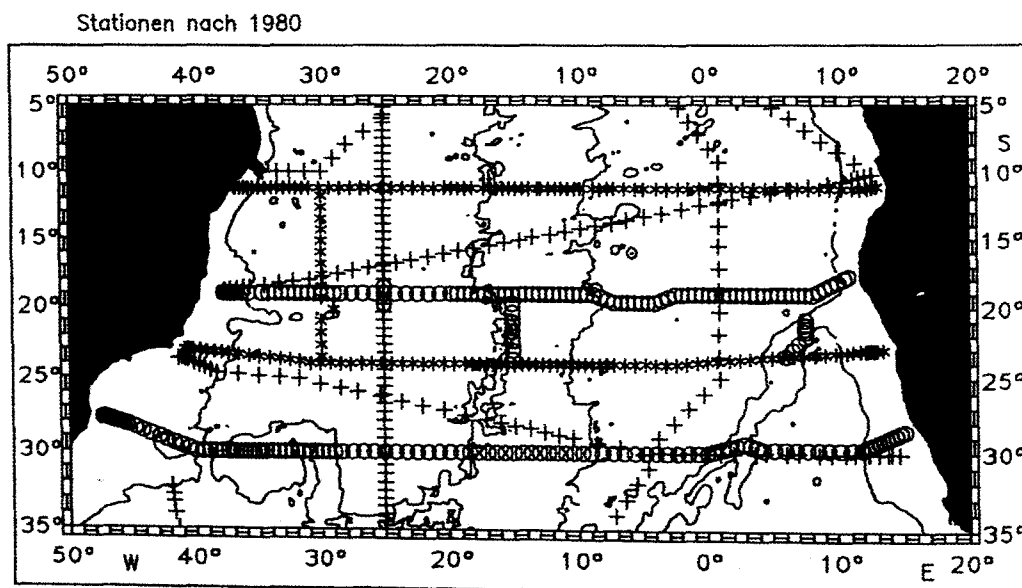


Abb. 2.1: Positionen der hydrographischen Profile im Südatlantik: oben Daten, die vor 1980 aufgenommen wurden (o=Meteor 1925/27, *=IGJ) und unten Daten nach 1980 (*=Oceanus 133, +=SAVE, o=Meteor 15/3 und Meteor 22/5).



Bei den Oceanus-Daten waren 2 CTD-Stationen nicht vom Band lesbar und konnten deshalb nicht benutzt werden. Die Qualitätskontrolle der CTD-Daten ergab einige Sprünge im Salzgehalt. Die Aufarbeitung der Meteor-Reisen 15/3 und 22/5 erfolgte nach WOCE-Anforderungen. Die erreichten Genauigkeiten sind 0.002°C in der Temperatur und 0.0035 (psu) im Salzgehalt. Bei den Schöpferdaten wurden die Variablen gegeneinander aufgetragen, um fehlerhafte Daten zu erkennen. Einige dieser Fehler waren fehlende Vorkommastellen oder vertauschte Ziffern. Solche Fehler wurden einzeln korrigiert. Bei nicht korrigierbaren Fehlern wurden die Daten als fehlend markiert. Bei Stationen mit großen Lücken in der vertikalen Auflösung wurden zusätzliche Tiefenstufen eingesetzt. Die dazugehörigen Temperatur- und Salzgehaltswerte wurden, wo möglich, den CTD-Daten entnommen.

Bei den IGJ-Daten wurden die Schöpferdaten teilweise mit Temperaturdaten aus den Bathythermographen-Profilen ergänzt und Salzgehalte der angrenzenden Stationen verwendet, um fehlende Tiefen zu vervollständigen. Die vorliegenden Schöpferdaten der Oceanus-Reise waren anscheinend noch Rohdaten mit entsprechend vielen Fehlern.

Als letztes wurden fehlende Werte in Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff-, Silikat-, Phosphat- und Nitratgehalt interpoliert. Zur Interpolation wurden Daten der angrenzenden Stationen mitbenutzt, um eine Fläche 1. Ordnung durch die Daten zu bestimmen. Der Fehlwert wurde dann aus dieser Fläche bestimmt. Die Methode (Paul, 1994) entspricht im wesentlichen derjenigen, mit der das regelmäßige Gitter bestimmt wurde, mit dem die Schnitte dieser Arbeit gezeichnet wurden.

2.2 Abgeleitete Größen

Allgemein gebräuchliche Größen, z.B. Dichte und potentielle Temperatur (Θ), wurden nach den UNESCO-Formeln berechnet. Bei den Temperaturen muß zwischen solchen nach der internationalen Temperaturskala von 1990 (ITS-90) und der von 1968 (IPTS-68) unterschieden werden. ITS-90-Temperaturen wurden bei den neueren Meteor-Schnitten verwendet. Da die Formeln für abgeleitete ozeanographische Größen auf der IPTS-68 basieren, mußten die Temperaturen von ITS-90 nach IPTS-68 gemäß folgender Formel umgerechnet werden:

$$\text{IPTS-68} = \text{ITS-90} * 1.00024$$

Diese Formel ergibt sich durch eine lineare Approximation der Werte des Tripelpunktes des Wassers (ITS-90=IPTS-68=0.00°C) und des Schmelzpunktes von Gallium (ITS-90 = 29.7546°C, IPTS-68 = 29.761°C), wie sie von Rusby et al (1991) angegeben wurden. Die Formel wurde für den ozeanischen Bereich schon früher von Saunders (1992) vorgeschlagen. Die Temperaturen in dieser Arbeit sind nach der IPTS-68 angegeben.

Bei fehlenden Gesamtkarbonatwerten (gelöster anorganischer Kohlenstoff, DIC) wurden diese nach einer Methode von Wallace (1994) aus den Nährstoffdaten berechnet. Die beiden einzigen Reisen, auf denen DIC-Werte vorlagen, waren Meteor 15/3 und Meteor 22/5.

Mit gewissen Annahmen über die biologischen Prozesse kann man den Phosphat- und Nitratgehalt einer Wassermasse bei ihrer Bildung berechnen und diese als konservative Tracer betrachten. Diese Annahmen sind:

- 1) Bei der Wassermassenbildung war das Wasser mit Sauerstoff gesättigt. Diese Annahme beruht auf der Tatsache, dass Wassermassenbildung im allgemeinen an der Oberfläche geschieht und das Wasser dort, durch Austausch mit der Atmosphäre, mit Sauerstoff gesättigt ist.
- 2) Die Zusammensetzung des organischen Materials ist vom "Redfield Ratio" (1 P : 15 N : 105 C) vorgegeben.
- 3) Unterhalb der euphotischen Zone, d.h. etwa unterhalb 100m, wird organisches Material unter Sauerstoffverbrauch nur abgebaut. Die scheinbare Sauerstoffzehrung wird berechnet als die Differenz des Sauerstoffsättigungswertes (bei Druck=0dbar, potentieller Temperatur und gemessenem Salzgehalt) und des gemessenen Sauerstoffgehaltes.

Aus Messungen und theoretischen Betrachtungen weiß man nun, daß zum Abbau von 105 Kohlenstoffatomen des biologischen Materials 135 Moleküle O₂ verbraucht werden; gleichzeitig werden 1 Phosphor- und 15 Stickstoffatome abgebaut. Da die scheinbare Sauerstoffzehrung bekannt ist, kann man wiederum berechnen, wieviel Phosphat bzw. Nitrat zusätzlich durch Abbau organischen Materials ins Wasservolumen gelangt ist. Daraus werden dann die Konzentrationen dieser Nähr-

stoffe bei der Wassermassenbildung bestimmt, die mit PO_4^* (preformed phosphate) und NO_3^* bezeichnet werden (siehe hierzu Broecker & Peng, 1982).

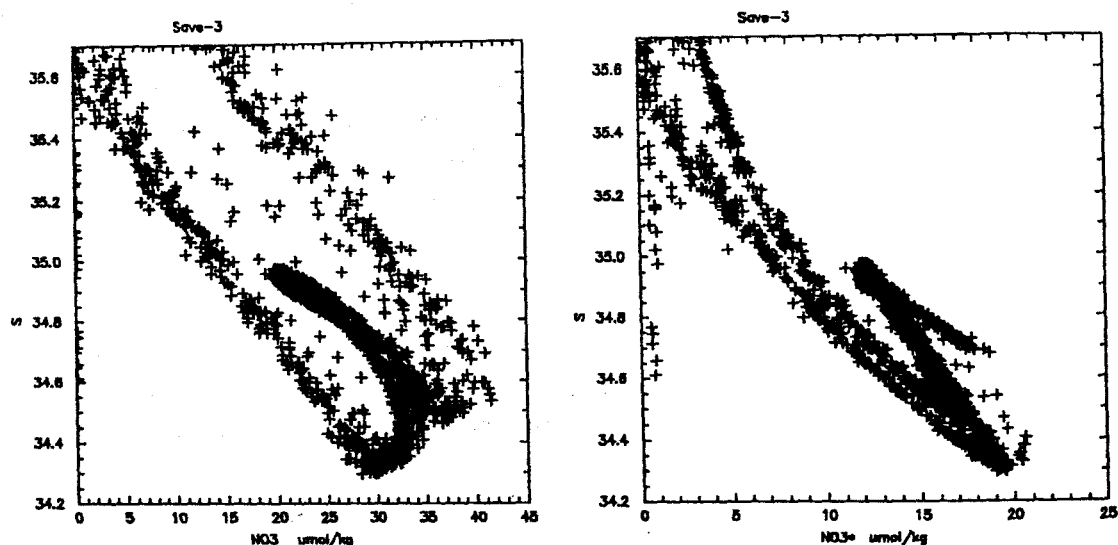


Abb. 2.2: Salzgehalt in Abhängigkeit von NO_3 und NO_3^* des SAVE-3-Schnittes. Man beachte die unterschiedlichen Skalen der Abzisse.

In Abhängigkeit vom Salzgehalt ist in Abb. 2.2 der NO_3 - und der NO_3^* -Gehalt des SAVE-3-Schnittes aufgetragen. Im NO_3 -Gehalt erkennt man deutlich 2 Äste bei Salzgehalten größer als 35.0. Der Ast mit den höheren Werten stammt aus dem Nordosten, wo Auftrieb zu erhöhter Produktivität an der Oberfläche führt. Absinkendes organisches Material wird unter Sauerstoffzehrung abgebaut und führt zu hohen Nährstoffwerten. Da die Stärke dieses Prozesses lokal variiert, zeigt der NO_3 -Gehalt eine starke Streuung. Durch die Berücksichtigung dieser Prozesse ist die Streuung im NO_3^* -Gehalt etwas geringer. Die beiden Äste sind einander ähnlicher als beim NO_3 , aber noch deutlich getrennt. Auch im Θ -S Diagramm ist eine solche Trennung erkennbar. Diese Trennung ist aber nicht durch lokale Prozesse bedingt, sondern ein Ergebnis der großräumigen Zirkulation, auf die weiter unten näher eingegangen wird.

Die Berechnung der Wassermassenanteile wird in einem folgenden Kapitel erläutert.

3. Direkte Strömungsmessungen

Von den Meteor-Reisen 15 und 22 stehen direkte Strömungsmessungen aus Verankerungen, Oberflächendriftern und Floats zur Verfügung. Direkt in die Transportberechnungen fließen dabei aber nur die aus den Verankerungen bestimmten Transporte ein, die Lagrangeschen Strömungsmessungen werden hier nur benutzt, um die gewonnenen Zirkulationsmuster zu verifizieren.

3.1 Oberflächendrifter

Von der Abteilung Theoretische Physik des IfM-Kiel ausgelegte Oberflächendrifter zeigen (siehe Abb. 3.1 und Schäfer & Krauss, 1994) südlich von 27°S einen südwärts gerichteten Brasilstrom als schmalen und starken Randstrom. Im Gegensatz dazu ist der Brasilstrom bei etwa 20°S nur sehr schwach ausgeprägt, die Drifter blieben dort überwiegend in einem zyklonalen Wirbel gefangen. Die am östlichen Rand ausgelegten Drifter zeigen im allgemeinen geringe Geschwindigkeiten.

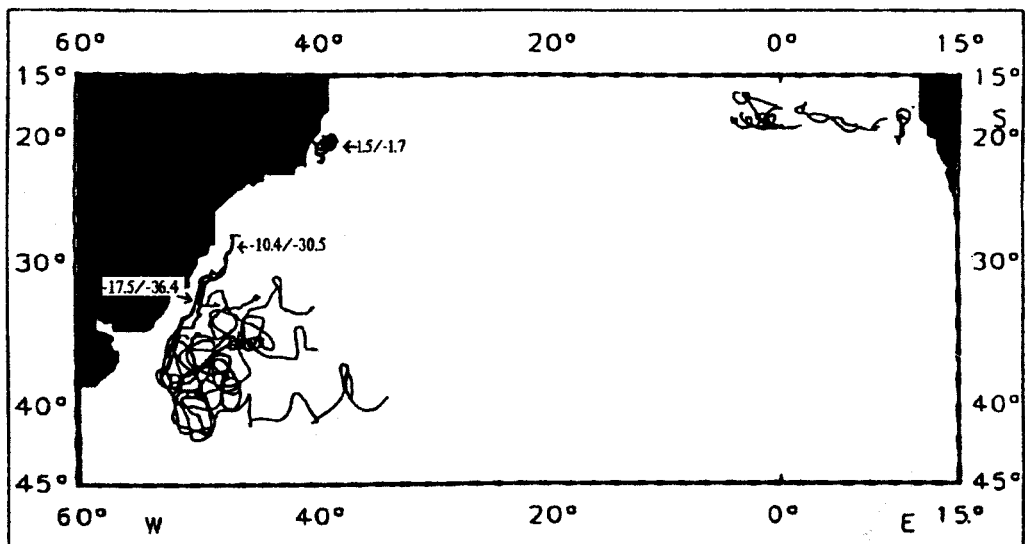


Abb. 3.1: Trajektorien von Oberflächendriftern (Abbildung aus dem Fahrtbericht M15). Eingetragen sind zusätzlich die mittleren Geschwindigkeiten (u,v in cm/s) von 3 Gebieten (Schäfer & Krauss, 1994).

3.2 Floats

In mittleren Tiefen wurden Floats ausgesetzt, um die Ausbreitung des AAIW zu untersuchen. Diese Daten (Abb. 3.2) zeigen südlich von 28°S allgemein eine westlich bis südwestlich gerichtete Ausbreitung des AAIW. Nördlich des Rio-Grande-Rückens zeigen die dort vorhandenen Floats eine eher nach Nordwest gerichtete Ausbreitung. Die Auslegepositionen sind jeweils mit einem Stern und jeder 5. Tag der Zeitreihen ist mit einem Kreuz gekennzeichnet.

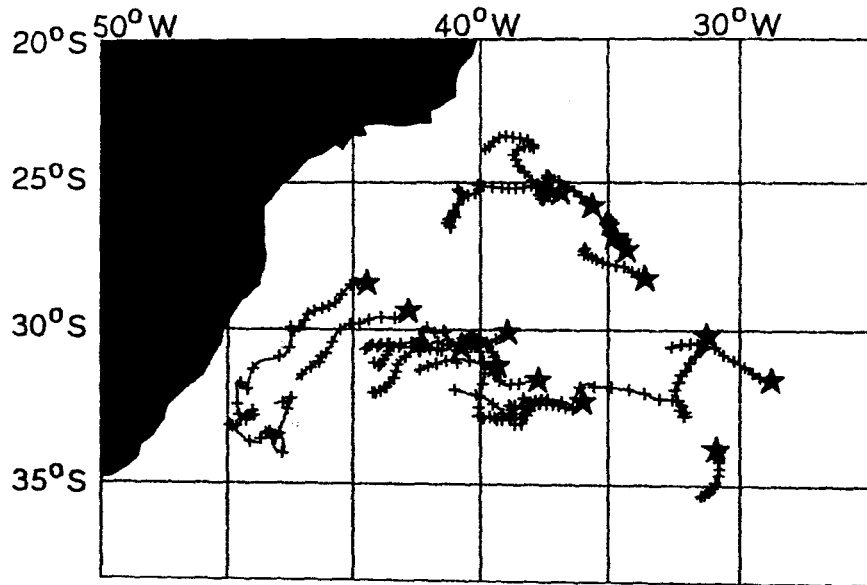


Abb. 3.2 Trajektorien von Floats im Dichtebereich des AAIW.

3.3 Verankerungen

Auf der Meteor-Reise 15/1 wurden vom IfMK (Abteilung Meeresphysik) in Zusammenarbeit mit der Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) 13 Verankerungen bei etwa 30°S zwischen 47°W und 38°W ausgelegt. 11 dieser Verankerungen wurden bei der Meteor-Fahrt 22 wieder eingeholt, eine wurde später durch Dredsen teilweise wiedergewonnen, die restliche konnte nicht wieder aufgenommen werden. Bild 3.3 zeigt die Positionen und die vertikale Verteilung der Strömungsmesser.

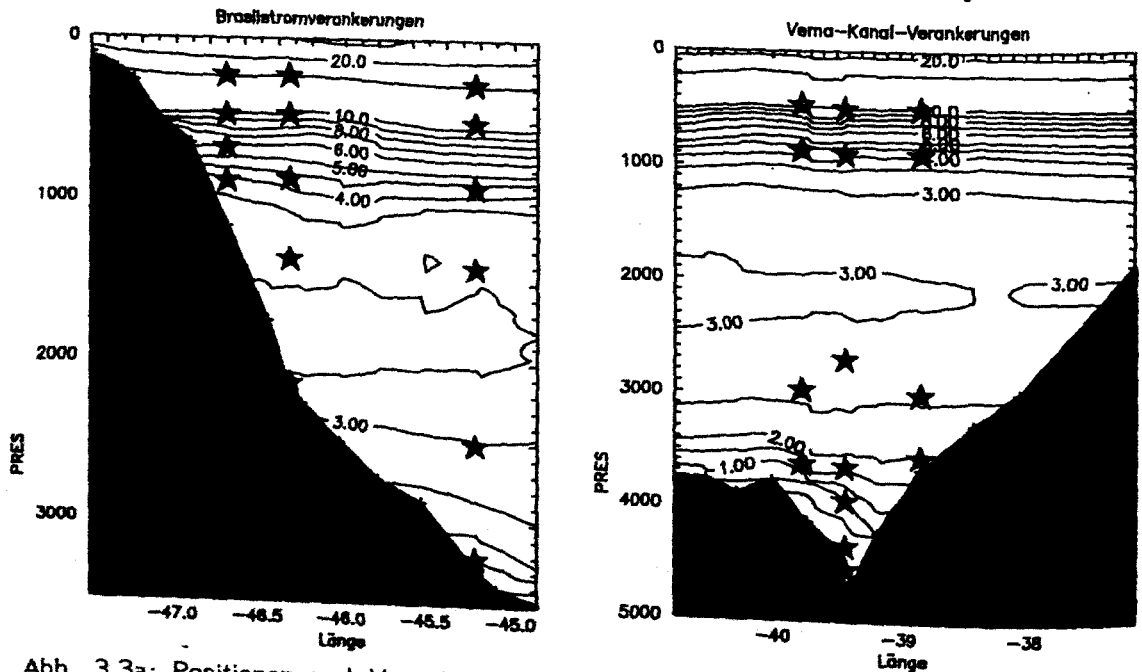


Abb. 3.3a: Positionen und Verteilungen der für die Berechnung des Transportes benutzten Meßgeräte. Links das Gebiet des Brasilstromes, rechts der Vema-Kanal. Die Isolinien geben die Verteilung der potentiellen Temperatur wieder.

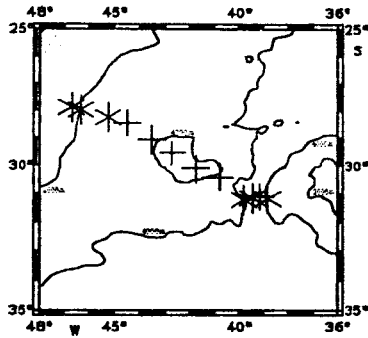


Abb 3.3b Geographischen Positionen der Verankerungen. Die zur Berechnung von Transporten benutzten Verankerungen sind mit einem Stern gekennzeichnet.

Für die weitere Verarbeitung wurden die Verankerungen räumlich zu 3 Gruppen zusammengefaßt. Die erste Gruppe beinhaltet die drei westlichsten Verankerungen; der Schwerpunkt dieser Verankerungen liegt in der Bestimmung der Transporte im Brasilstrom. Das Augenmerk der zweiten Gruppe richtet sich auf den Bodenwassertransport im Vema-Kanal und beinhaltet die 4 östlichsten Verankerungen. In der dritten Gruppe sind die dazwischenliegenden Verankerungen des Santos Plateaus zusammengefaßt. Die Tabellen 3.1 bis 3.3 fassen die wichtigsten Parameter zusammen. Die Daten vom IfM wurden mit einer Grenzperiode von 36h tiefpaßgefiltert und zu Tagesmittelwerten zusammengefaßt, vom WHOI wurden die Daten mit einer Grenzperiode von 24h tiefpaßgefiltert und dann zu Tagesmittelwerten zusammengefaßt. Für diese Arbeit standen von den WHOI-Daten nur die Mittelwerte über die gesamte Aufzeichnungsperiode zur Verfügung. Exemplarisch sind einige ausgesuchte Zeitreihen in Abb. 3.4 dargestellt.

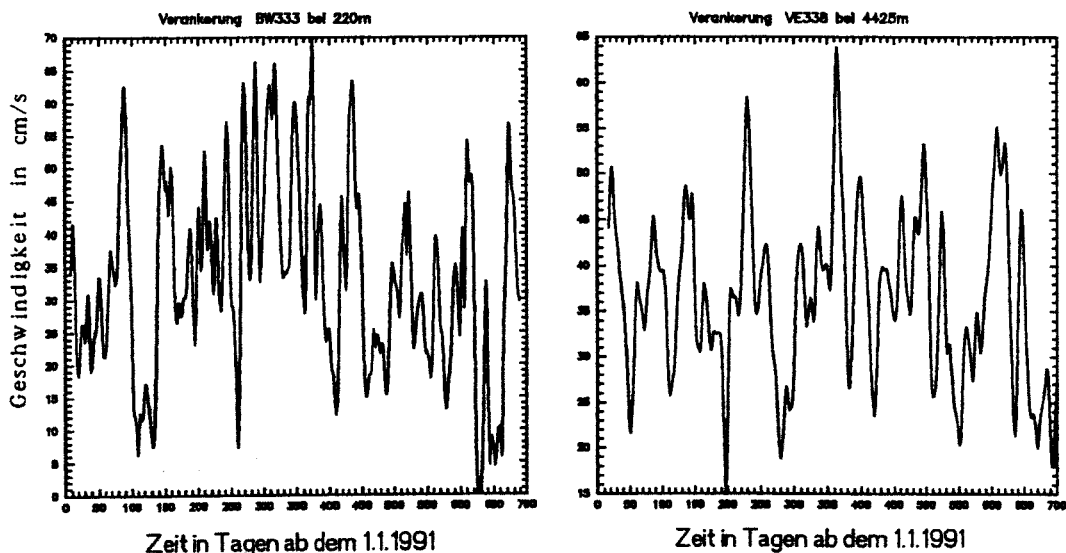


Abb.: 3.4 Absolutgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Zeit von der Verankerung
a) BW 333 bei einer Meßtiefe von 220 m, Brasilstromgebiet, 27°54'S, 46°42'W
b) VM 338 bei einer Meßtiefe von 4425 m, Vema-Kanal, 31°08'S, 39°26'W

3.3.1 Brasilstromverankerungen

Auffallend bei den Brasilstromverankerungen sind starke Strömungsereignisse, bei denen die ganze Verankerung stark gekippt wird. Dabei zeigen eingebaute Druckmesser (Abb. 3.5) Änderungen bis etwa 600 dbar. Der oberste Auftriebskörper aus Schaumstoff der Verankerung BE wurde dabei so

stark komprimiert, daß der Auftrieb stark verringert wurde. Dies geschah schon beim ersten starken Abtauchen, etwa bei Tag 60 der Zeitreihe. In Abb. 3.6 erkennt man, daß ab diesem Tag die Tiefe des ADCP größer und die Temperatur niedriger ist als die des ersten Aanderaa-Strömungsmessers. Dieser sollte eigentlich 50m tiefer sein als der ADCP.

Tabelle 3.1 : Verankerungsdaten aus dem Brasilstromgebiet

Jeweils 1 Zeile mit allgemeinen Angaben von Bezeichnung, Position und Auslegungszeitraum. Es folgen pro Gerät die nominale Meßtiefe, der minimale und maximale Druck, die mittlere Strömungsgeschwindigkeit und Richtung sowie die minimale und maximale Temperatur und die angenommene Querschnittsbreite für die Transportberechnung.

Tiefe	min-Druck	max-Druck	\bar{v}	Richtung	min-Temp.	max-Temp.	Breite
m	dbar	dbar	cm/s	°	°C	°C	km
BW 333 Position: 27°54'S 46°42'W , Zeitraum: 1. 1.1991 - 27.11.1992							
220	215	303	29.85	209	13.19	19.68	35/70
460	461	539	16.05	212	8.65	12.64	35/70
670	-	-	6.09	212	5.61	8.00	35/70
875	-	-	1.95	296	4.11	5.30	35/70
BM 334 Position: 27°59'S 46°21'W , Zeitraum: 1. 1.1991 - 27.11.1992							
280	244	813	10.29	214	6.78	18.11	84
530	497	1001	7.87	218	5.17	12.37	84
930	-	-	3.73	218	3.74	5.04	84
1430	-	-	3.20	202	3.13	3.70	84
2137	-	-	1.23	15	3.17	3.83	84
BE 335 Position: 28°16'S 45°14'W , Zeitraum: 3. 1.1991 - 26.11.1992							
280	243	654	1.79	314	7.01	17.74	114
550	550	953	1.23	288	4.90	12.13	114
950	-	-	1.55	253	3.59	4.81	114
1450	-	-	3.47	247	2.91	3.67	114
2545	-	-	2.55	238	3.03	3.33	114
3208	-	-	4.79	20	0.51	1.99	114

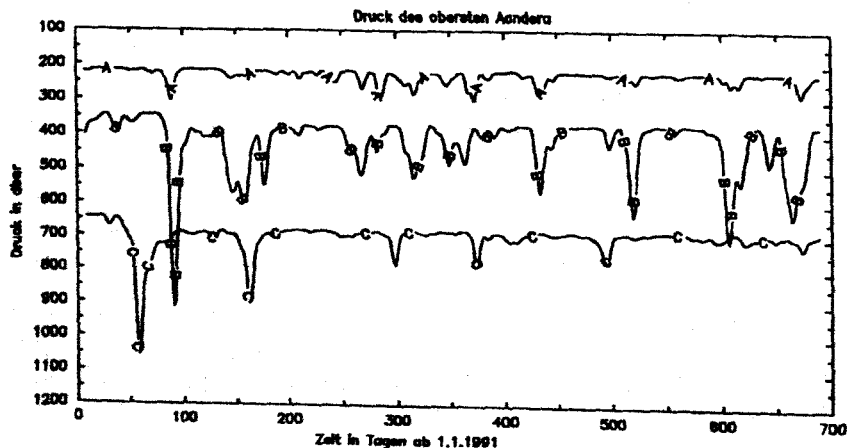


Abb. 3.5: Zeitreihe des Drucks der obersten Aanderaa-Geräte aus den Verankerungen BW (A), BM (B, um 100dbar verschoben) und BE (C, um 400dbar verschoben).

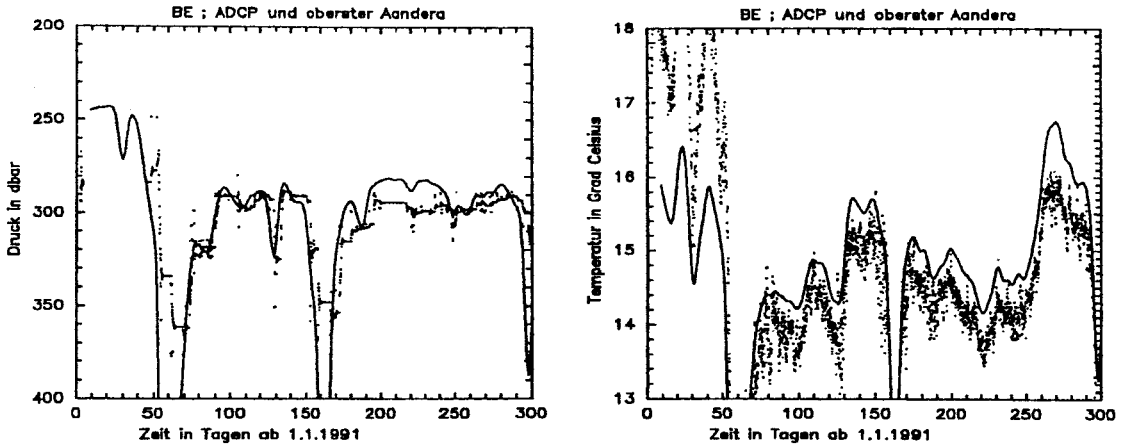


Abb. 3.6 a) Tiefe des obersten Aanderaa-Geräts und des ersten Bin des ADCP am Anfang der Zeitreihe von Verankerung BE. b) Dito für die Temperatur.

Die Druckschwankung der Verankerungen BM und BW sind stark korreliert. Als Zeitskala kann grob etwa 50–100 Tage zwischen zwei größeren Ereignissen abgeschätzt werden. Die zeitlichen Abstände bei Verankerung BE sind größer, und die Ereignisse treten zu Zeitpunkten ein, in denen bei den anderen Verankerungen keine größeren Drücke gemessen wurden. Sieht man diese Ereignisse als Folge der starken Strömungen im Kern des Brasilstromes an, so ist dieser mindestens 17km (Abstand BW–BM) und maximal 67km (Abstand BM–BE) breit. Abb. 3.7 zeigt die geostrophische Strömung relativ zum Boden, berechnet aus CTD-Daten bei Auslegung der Verankerungen. Der Kern des Brasilstromes ist etwa 50 km breit und liegt zwischen Verankerungen BM und BE.

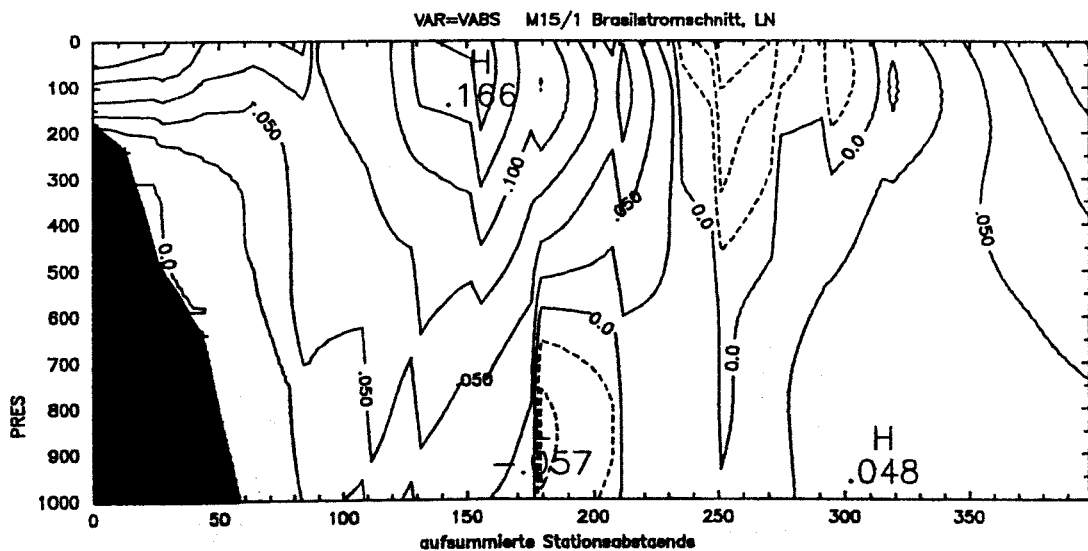


Abb. 3.7 Schnitt der geostrophischen Geschwindigkeit relativ zum Boden entlang der Verankerungslinie bei Auslegung der Verankerungen (Meteor 15/1). Der Isolinenabstand beträgt 0.025 m/s.

Nach den Verankerungsdaten hat sich der Kern des Brasilstromes dann weiter ostwärts zur Verankerung BE verlagert. Um die Mitte Januar 1991 treten dort die höchsten südwardigen Geschwindig-

keiten der Verankerungszeitreihe BE mit über 50 cm/s auf und bewirken ein starkes Abtauchen der Verankerung. Danach verlagert sich der Kern westwärts; zuerst steigt die südwestliche Geschwindigkeit der Verankerung BM an, danach die von Verankerung BW. Die hohen Strömungsgeschwindigkeiten bewirken auch hier ein starkes Kippen der Verankerung. Im weiteren Verlauf der Zeitreihe ist die Lage des Kerns dann allgemein westlich von Verankerung BE.

Solche Ereignisse erschweren es, einen mittleren Transport des Brasilstromes zu berechnen. Für eine erste Abschätzung des Transportes wurde die Tiefe jedes Strömungsmessers als konstant angenommen. Jedem Strömungsmesser wurde eine repräsentative, rechteckige Querschnittsfläche zugeordnet. Die vertikalen Grenzen dieser Boxen liegen in der Mitte zwischen den Verankerungen, bei Verankerungen am Rand erstreckt sich die Box symmetrisch zur offenen Seite. Die horizontalen Grenzen liegen in der Mitte zwischen den Strömungsmessern, die oberste Box reicht bis zur Oberfläche, die unterste bis zum Boden. Die ADCP-Daten wurden in dieser Berechnung nicht verwendet.

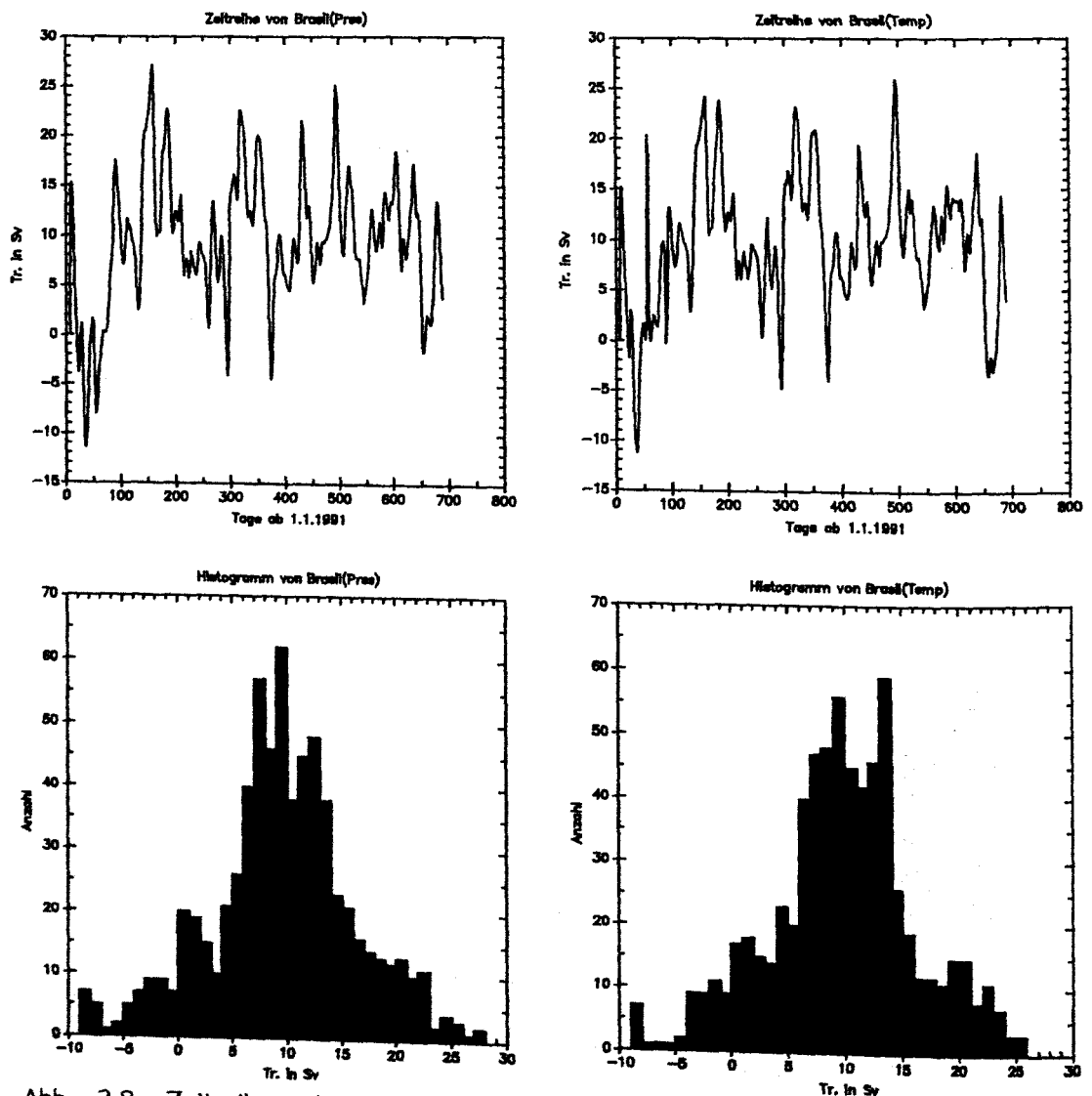


Abb. 3.8: Zeitreihen der abgeschätzten Brasilstromtransporte mit der Untergrenze 600dbar (PRES) bzw. bei der Temperatur 8°C (TEMP) und die zugehörigen Histogramme der Transporte.

Die vertikale Abgrenzung zwischen Brasilstrom und AAIW wird hier auf eine Tiefe von 600m bzw. bei einer Temperatur von 8°C festgelegt. Diese Grenzen sind in Übereinstimmung mit einer weiter unten durchgeführten Wassermassen-Analyse. Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit von Verankerung BM zeigt aber eine südwärtige (etwa 210°) Strömung von der Oberfläche bis tiefer als 1430m. Hier zeigt sich die schon bei den Float-Messungen besprochene südwärtige Ausbreitung des AAIW's. Es ist also festzuhalten, daß hier die Untergrenze des Brasilstroms nicht über das Geschwindigkeitsprofil, sondern über eine Wassermassencharakterisierung festgelegt wird. Die Richtung des Transportes ist 210°; dies ist die mittlere Richtung bei Verankerung BM, und sie steht etwa senkrecht zur Verankerungslinie.

Der auf diese Weise berechnete Transport ist in Abb. 3.8 dargestellt. Der zeitliche Mittelwert beträgt 9.5 ± 6.6 Sv, die Transportwerte sind in etwa normalverteilt, und der Median stimmt mit dem Mittelwert überein.

Für eine eingehender Bestimmung des Transportes, die auch die zeitlich variablen Einsatztiefen der Strömungsmesser berücksichtigt, wurde der gemessene Strömungsvektor \vec{u} in einen zeitabhängigen und einen ortsabhängigen Anteil aufgespalten. Das Verfahren wurde schon von Müller (1987) zur Beschreibung von Verankerungsdaten im Nordatlantik angewendet.

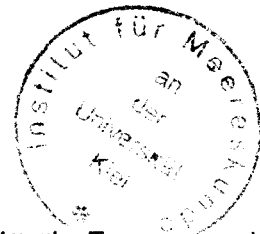
Der Strömungsvektor \vec{u} jeder einzelnen Verankerung wird aufgeteilt:

$$\vec{u}(t_i, z_j) = \sum_{m=0}^M A_m(t_i) * F_m(z_j)$$

Dabei sind die z_j die aktuellen Tiefen der einzelnen Strömungsmessungen und t_i die diskreten Meßzeiten. Als vertikale Eigenfunktionen F_m werden die ersten drei ($M=3$) Rossby-Moden benutzt. Diese Eigenfunktionen ergeben sich aus der Lösung der vertikalen Strukturgleichung (z.B. Pedlosky, 1979) bei ebenen Boden und starrer Meeresoberfläche:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{f_0^2}{N^2(z)} \frac{dF_m}{dz} \right) + \lambda_m^2 F_m(z) = 0$$

$$\text{mit den Randbedingungen: } \frac{dF_m}{dz} = 0 \text{ bei } z=0, -H$$



wobei H die Wassertiefe, f_0 der Coriolisparameter und N die Brunt-Väisälä-Frequenz sind. Diese Gleichung wird numerisch gelöst (mit $\Delta z=50\text{m}$), wobei die Brunt-Väisälä-Frequenz N aus den bei den Verankerungspositionen aufgenommenen CTD-Profilen berechnet wurde. Abb. 3.9 zeigt die so berechneten ersten Rossby-Moden der Verankerung BM. Die zeitlich veränderlichen Amplituden A_m werden zu jedem Zeitpunkt t_i , d.h. täglich, aus den gemessenen Daten durch Lösung des linearen Gleichungssystems im Sinne der kleinsten quadratischen Abweichungen berechnet. Abb. 3.10 zeigt so angepaßte Strömungsprofile mit den zugrundeliegenden direkten Strömungsmessungen.

Die aktuelle Tiefe wurde für die beiden obersten Aanderaa-Strömungsmesser aus den Druckmessungen berechnet. Für die tieferen Strömungsmesser wurde die Tiefe mit der Annahme, daß sich die Verankerung wie ein starres Pendel verhält, aus der Tiefe des zweitobersten Strömungsmessers berechnet.

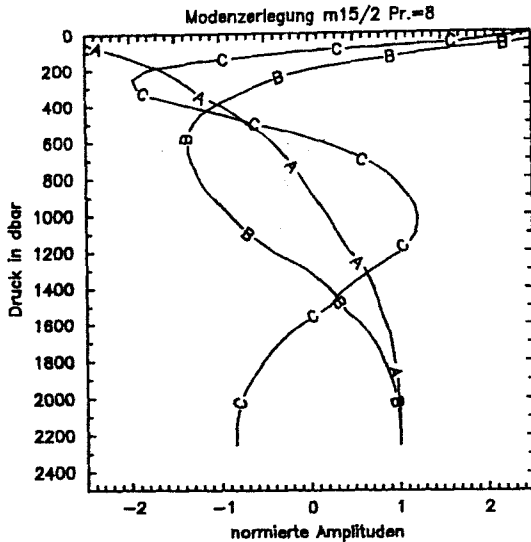


Abb. 3.9 Normierte Geschwindigkeitsprofile der Rossby-Moden 1 (A) bis 3 (C) bei der Verankerung BM.

Zusätzlich zu den Aanderaa-Daten standen bei den Verankerungen BW und BE noch ADCP-Daten zur Verfügung. Die ADCP's befanden sich im obersten Auftriebskörper der Verankerung und maßen von dort in Abständen (sogenannten Bins) von etwa 8m die Strömung bis zur Meeresoberfläche. Von jedem ADCP werden für die Berechnung der Amplituden A_m aber nur jeweils 3 bzw. 5 Bins benutzt, da bei Verwendung aller Bins (maximal 45) den Oberflächendaten ein zu großes Gewicht beigemessen würde. Aus den 2h-ADCP-Daten wurde die Tiefe und Geschwindigkeit von den gewählten Bins extrahiert, mit einer Grenzperiode von 36h tiefpaßgefiltert und zu Tagesmittelwerten zusammengefaßt. Benutzt wurden dabei die Bins 1,7 und 13, entsprechend einer Entfernung von 8, 48 und 104m vom ADCP. Da nach dem Auftriebsverlust bei Verankerung BE der 13. Bin der Geschwindigkeit in einer Tiefe von etwa 180m entsprach, wurden ab diesem Zeitpunkt hier auch noch die Bins 19 und 25 verwendet.

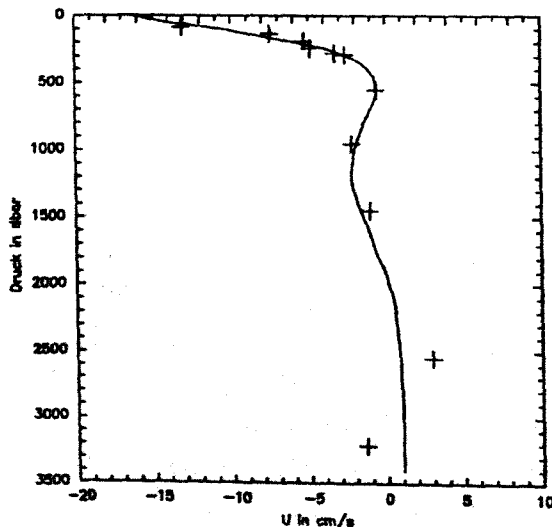


Abb. 3.10: Direkte Strömungsmessungen und daran angepaßtes Geschwindigkeitsprofil

Bei der Verankerung BM wurden mit dieser Methode teilweise unglaubliche Geschwindigkeitsprofile berechnet. Die Schwierigkeiten rührten daher, daß vom obersten Strömungsmesser bis zur Oberfläche extrapoliert werden muß. Da bei Verankerung BM kein ADCP eingesetzt wurde, ist die

oberste Strömungsmessung in mindestens 240m Tiefe, bei einem Kippen der Verankerung ist sie sicher tiefer, bis maximal etwa 800m. Je tiefer sich der oberste Strömungsmesser befindet, desto weiter muß extrapoliert werden, und damit wachsen die Fehler an. Bei einer Anpassung der Geschwindigkeit unter Verwendung der ersten beiden baroklinen Moden anstatt der ersten drei wurden die Schwierigkeiten mit unglaublichen Geschwindigkeitsprofilen geringer. Für die weiteren Berechnungen wurde daher bei Verankerung BM mit $M=2$ gerechnet. In Abb. 3.11 sind Histogramme des Brasilstromtransportes aufgetragen. Bei der Berechnung wurde die mittlere Geschwindigkeit von 0 bis 600m Tiefe jeder Verankerung mit der in Tab. 3.1 angegebenen Breite multipliziert, und die Werte aller drei Verankerungen wurden addiert.

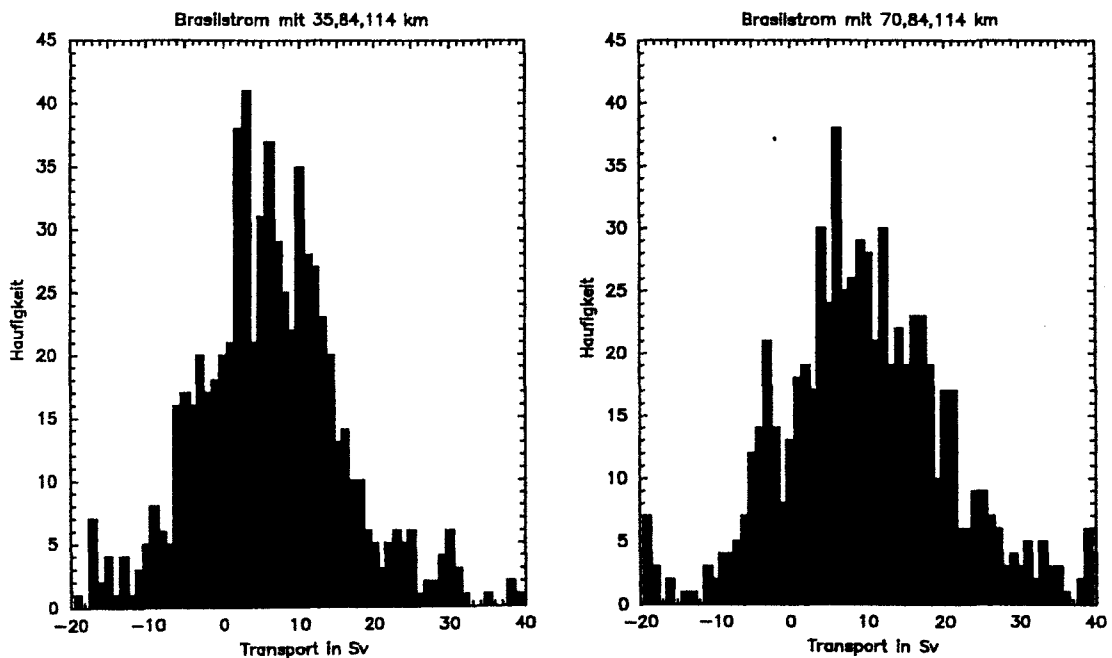


Abb. 3.11: Häufigkeitsverteilung des Volumentransportes vom Brasilstrom, berechnet mittels einer Modalzerlegung der Geschwindigkeit aus drei Verankerungen bei 30°S. Die Transporte beziehen sich auf die Schicht 0 bis 600m in Richtung 200°. Links sind die Summe der Transporte bei Querschnittsbreiten von 35, 84 und 114km, rechts bei 70, 84 und 114km, jeweils für die Verankerungen BW, BM und BE, angegeben.

Die Häufigkeitsverteilung links zeigt drei ausgeprägte Maxima. Wird der Kern des Brasilstromes nur von Verankerung BW erfaßt, so ist die angenommene Breite von 35 km zu klein, um den gesamten Transport zu erfassen, der Wert von 3 Sv des einen Maximums ist daher wohl eine Unterschätzung des Transportes. Damit die Verankerung BW ähnlich stark wie die beiden anderen berücksichtigt wird, wurde die Querschnittsbreite von Verankerung BW auf 70km erhöht, damit wird die Geschwindigkeit bei BW als charakteristisch für die Geschwindigkeit bis zu der Schelfkante angesehen. Der Mittelwert des Transportes erhöht sich dabei von 6.2 auf 9.7Sv, der Median von 5.8 auf 9.2Sv. Die Extremwerte der Verteilungen stammen überwiegend aus Zeiten, wo Schwierigkeiten in der Geschwindigkeitsanpassung auftraten.

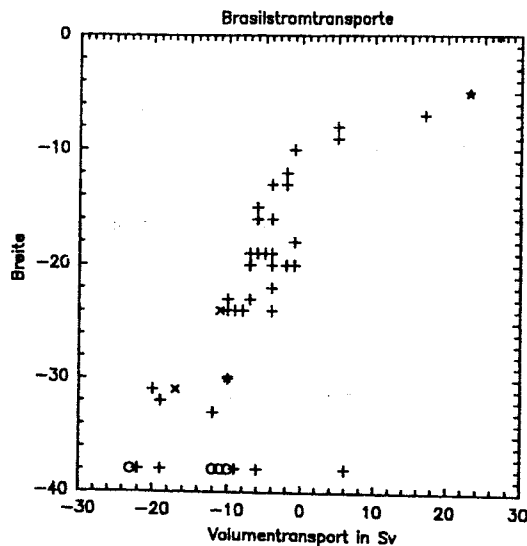


Abb.3.12: Frühere Abschätzungen des Brasilstromtransportes im Vergleich zum Ergebnis der direkten Strömungsmessungen. (* aus Verankerungsdaten, x aus profilierendem Strömungsmesser, + aus hydrographischen Daten, o aus verankerten Loten)

In Abb. 3.12 sind frühere Abschätzungen des westlichen Randstromtransportes zwischen 0°N und 40°S aufgetragen. Die meisten dieser Abschätzungen stammen von geostrophischen Berechnungen mit einem relativ flachen Nullniveau. Die Werte bei etwa 30°S bewegen sich zwischen 10Sv und 20Sv. Aus den Verankerungsdaten ergibt sich ein Transport von etwa 6 bis 9 Sv.

Tabelle 3.2 : Verankerungsdaten aus dem Vema-Kanal							
Jeweils 1 Zeile mit allgemeinen Angaben von Bezeichnung, Position und Auslegungszeitraum. Es folgen pro Gerät die nominale Meßtiefe, der minimale und maximale Druck, die mittlere Strömungsgeschwindigkeit und Richtung sowie die minimale und maximale Temperatur und die angenommene Querschnittsbreite für die Transportberechnung.							
Tiefe m	min-Druck dbar	max-Druck dbar	\bar{v} cm/s	Richtung °	min-Temp. °C	max-Temp. °C	Breite km
VW 336 Position: 31°12'S 39°46'W , Zeitraum: 9. 1.1991 - 6.12.1992							
425	422	434	3.76	286	11.65	13.76	32.5
840	836	846	1.60	258	4.51	5.98	32.5
2970	-	-	0.67	36	2.67	2.82	32.5
3590	-	-	3.55	338	0.83	1.88	32.5
VE 338 Position: 31°08'S 39°26'W , Zeitraum: 11. 1.1991 - 6.12.1992							
720	692	801	3.28	277	8.14	11.29	44
1100	1065	1140	1.54	267	3.65	4.60	44
2900	-	-	2.49	151	3.03	3.23	44
3850	-	-	3.98	332	1.29	2.00	44
4150	-	-	17.88	319	0.54	1.14	40
4425	-	-	36.20	339	0.23	0.32	17
4625	-	-	30.03	347	-0.19	-0.10	14
DBK 343 Position: 31°09'S 38°50'W , Zeitraum: 12. 1.1991 - 7.12.1992							
525	-	-	1.89	277	9.08	11.82	57
925	918	929	3.93	338	3.67	4.73	57
3025	-	-	1.44	243	2.63	2.89	57
3602	-	-	4.22	186	1.51	2.30	57

3.3.2 Vema-Kanal-Verankerungen

Bei den Vema-Kanal-Verankerungen wurde auf eine Modalzerlegung verzichtet. Im Gegensatz zu den Brasilstrom-Verankerungen sind die Druckschwankungen klein und die vertikale Auflösung oberhalb 3000m sehr gering. Müller (1987) stellte für Verankerungen im Nordatlantik außerdem fest, daß eine Extrapolation mit Hilfe von Rossby-Moden in die Tiefsee nicht sinnvoll ist. Um den Bodenwassertransport durch den Vema-Kanal zu berechnen, wurde daher eine einfachere Methode mit den repräsentativen Querschnittsflächen benutzt.

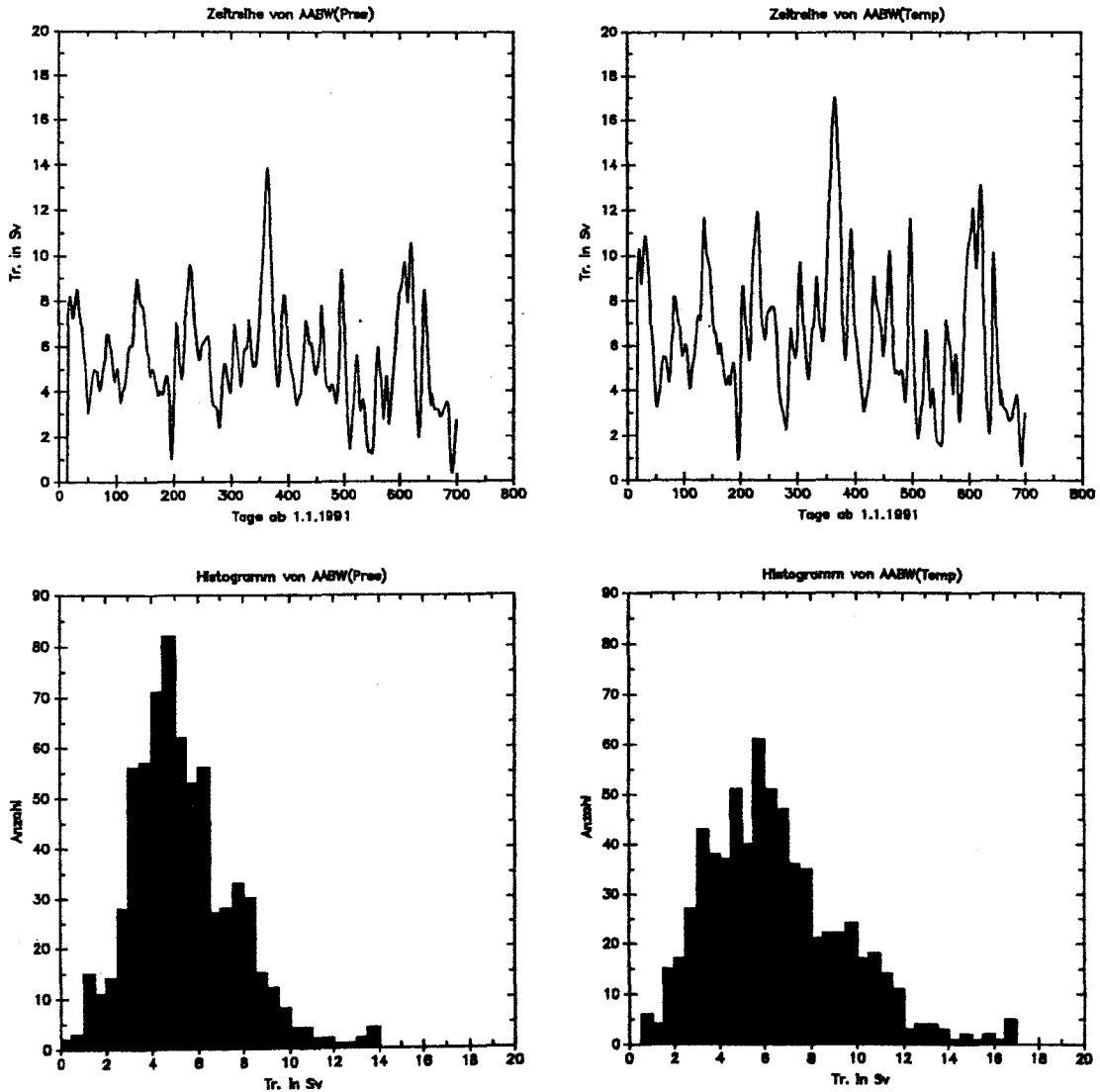


Abb. 3.13: Zeitreihen der aus den Verankerungen abgeschätzten Transporte von AABW. Links ist der Transport unterhalb 3500m, rechts der Transport mit einer Temperatur kleiner als 2°C angegeben, unten folgen die zugehörigen Histogramme.

Die repräsentative Breite wurde aus der bathymetrischen Vermessung bestimmt. In der Vertikalen wurden die Flächengrenzen in die Mitte zwischen den Verankerungstiefen gelegt. Berechnet wurden die Transporte angenähert in der Hauptstromrichtung, die in etwa auch senkrecht zu den CTD-Schnitten und den Verankerungspositionen verläuft.

Als obere Grenze für den Bodenwassertransport wurde aus Wassermassenbetrachtungen (s.u.) eine Tiefe von 3500m bzw. eine Temperatur von 2°C festgelegt. Auch die mittleren Geschwindigkeiten der Verankerung VE zeigen bei etwa 3500m einen klaren Wechsel in der Strömungsrichtung von Nordost (332°) auf Südwest (151°).

Der nordwärtige Volumentransport beträgt 5.4 ± 2.2 Sv für den Tiefenbereich unterhalb 3500m bzw. 6.4 ± 3.0 Sv für den Transport unterhalb 2°C. Der Median ist jeweils 0.4 Sv kleiner.

3.3.3 Santos-Plateau-Verankerungen

Tabelle 3.3 : Verankerungsdaten des Santos-Plateaus (Daten aus Tarbell et al., 1994)					
Jeweils 1 Zeile mit allgemeinen Angaben von Bezeichnung, Position und Auslegungszeitraum. Es folgen pro Gerät die nominale Meßtiefe, die mittlere Strömungsgeschwindigkeit, die Standardabweichung der Geschwindigkeit und die Meßdauer. Die Daten, die aus verschiedenen Gründen nur bedingt zu gebrauchen sind, wurden mit einer kurzen Bemerkung über den Grund versehen.					
Tiefe	U	V	$\sqrt{U^2}$	$\sqrt{V^2}$	Meßdauer, Bemerkungen
m	cm/s	cm/s	cm/s	cm/s	Tage
DB1 906 Position: 28°28'S 44°28'W , Zeitraum: 4. 1.1991 - 3.12.1992					
509	-2.5	0.2	7.4	6.3	573
908	-4.2	0.6	5.2	4.2	697
2609	-5.3	-0.2	5.6	5.7	512
3532	-0.6	-1.1	5.1	4.3	697 Daten suspekt
DB2 907 Position: 29°03'S 43°30'W , Zeitraum: 5. 1.1991 - 4.12.1992					
496	-2.5	-5.4	5.5	10.5	64 sehr kurze Meßdauer
895	-6.5	-2.5	8.0	7.7	96 kurze Meßdauer
2595	-3.0	1.5	6.8	5.4	696
2995	-2.6	2.0	7.4	6.2	696 Datenlücken
3850	1.0	4.7	5.8	6.5	696
DB3 908 Position: 29°32'S 42°42'W , Zeitraum: 6. 1.1991 - 4.12.1992					
2592	-1.5	0.2	5.4	4.6	696
3918	0.0	-0.1	6.4	5.4	696
DB4 909 Position: 30°05'S 41°44'W , Zeitraum: 7. 1.1991 - 5.12.1992					
514	-2.8	-0.8	3.6	5.0	695
914	-2.2	-0.6	2.4	3.3	695
2614	0.9	-1.5	3.7	4.0	695
3714	-0.2	-2.1	2.6	2.8	695
DB5 910 Position: 30°35'S 40°47'W , Zeitraum: 8. 1.1991 - 9.10.1993					
2597	-0.1	-1.0	3.0	3.4	771
DB6 912 Position: 31°05'S 39°09'W , Zeitraum: 11. 1.1991 - 7.12.1992					
2587	0.6	-0.9	2.7	3.5	694
2988	0.9	-1.4	3.3	3.8	694 Datenlücken
4060	0.6	-1.0	2.5	3.4	694 große Datenlücken

Hier sind alle Verankerungen vom WHOI zusammengefaßt. Eine dieser Verankerungen (DB6) ist eigentlich den Vema-Kanal Verankerungen zuzuordnen. Da aber nur zeitliche Mittel vorlagen, konnte

diese nicht in den vorigen Berechnungen berücksichtigt werden. Außerdem gab es dort gerade bei den tiefen Strömungsmessungen Probleme wegen größerer Datenlücken.

Die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten sind, bis auf die beiden sehr kurzen Zeitreihen von DB2, kleiner als 5 cm/s. Ähnliche Werte zeigen auch die Verankerungen des IfM außerhalb der schon behandelten Gebiete des Brasilstromes und des Durchflusses durch den Vema-Kanal. Man erkennt in den Daten die südwärtige Ausbreitung des NADW bei einer Tiefe von etwa 1500m. Im westlichen Teil der Rinne bei den Verankerung DB2 und DB3 zeigt sich nordwärtige Ausbreitung von AABW. Abgesehen von den beiden Verankerungen VW und VE im Vema-Kanal zeigen aber alle weiteren Strömungsmessungen unterhalb 3500m eine südwärtige Komponente der Geschwindigkeit. In Ost-West-Richtung zeigt sich eine im allgemeinen westwärtige Komponente in der Geschwindigkeit.

Wegen der geringen Geschwindigkeiten, den wechselnden Richtungen und der teilweise schlechten Datenüberdeckung wurde auf die Berechnung weiterer Transporte verzichtet.

4. Wassermassenanalyse

4.1 Die einzelnen Wassermassen

Die Verteilung von Wassermassen, die über bestimmte Parametereigenschaften definiert werden, gibt erste Hinweise auf die mögliche Zirkulation. Zur Definition der Wassermassen und Beschreibung der räumlichen Verteilung wird von Vertikalschnitten und Korrelationsdiagrammen ausgegangen. Nicht alle dieser Verteilungen werden hier dargestellt, sondern nur einige ausgewählte Vertikalschnitte und Parameterdiagramme.

Die Wassermassen werden zunächst grob unterteilt in Oberflächen-, Zwischen- und Tiefenwässer. Danach werden diese genauer charakterisiert, wobei nach zunehmender Tiefe vorgegangen wird. Die Definitionen der Variablenwerte sind lokal und beziehen sich nicht auf das Entstehungsgebiet. Die Werte sind in Tabelle 4.1 zusammengefaßt. Diese Charakterisierung wird anschließend dazu verwendet, um mit einer Multiparameter-Analyse die einzelnen Wassermassenanteile zu bestimmen. Die horizontale Ausbreitung, auf die mit der Kernschichtmethode geschlossen werden kann, wird in einem späteren Kapitel skizziert.

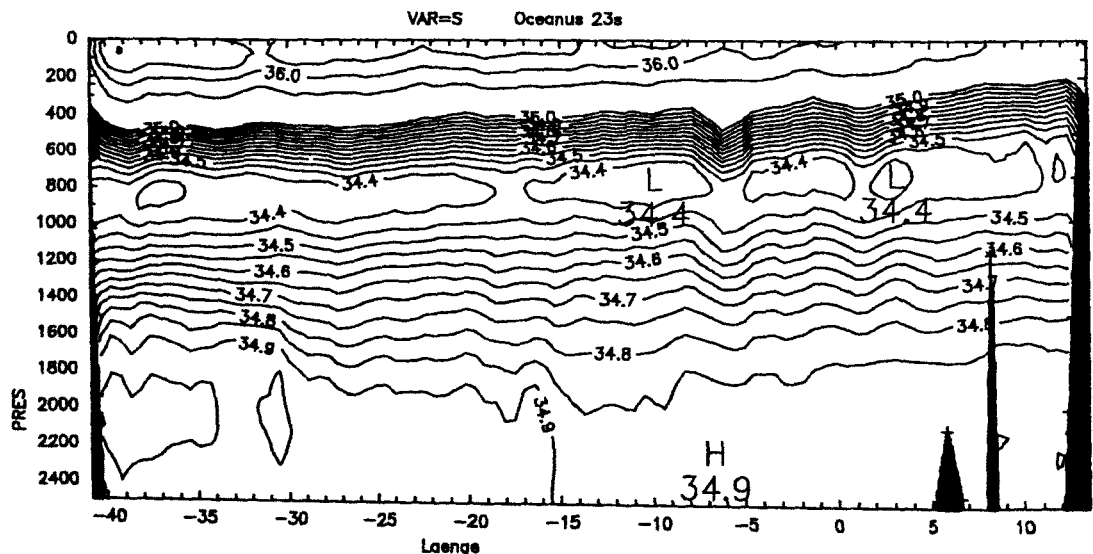


Abb. 4.1: Vertikalschnitt des Salzgehaltes bei etwa 23°S (Konturintervall 0.05 bei Salzgehalten < 35.0 bzw. 0.5 bei Salzgehalten > 35.0).

4.2 Oberflächenwässer (SF)

Als Oberflächenwässer werden hier die Wassermassen mit Temperaturen oberhalb etwa 5–6°C bezeichnet. Dies entspricht bei 30°S etwa dem Druckbereich von 0 bis 700 dbar. Im oberen Bereich, bis etwa 200m Tiefe, ist durch den direkten Kontakt mit der Atmosphäre die Variabilität in Temperatur und Salzgehalt sehr groß. Durch die hohe biologische Aktivität sind die Nährstoffgehalte sehr gering. Durch Sauerstoffübersättigung kommt es hier auch zu negativen Werten von PO_4^* und NO_3^* . Um die hohe Variabilität dieser Schicht in der später folgenden Multiparameter-Analyse zu berücksichtigen, werden hierfür 2 Wassermassen definiert (SF1 und SF2).

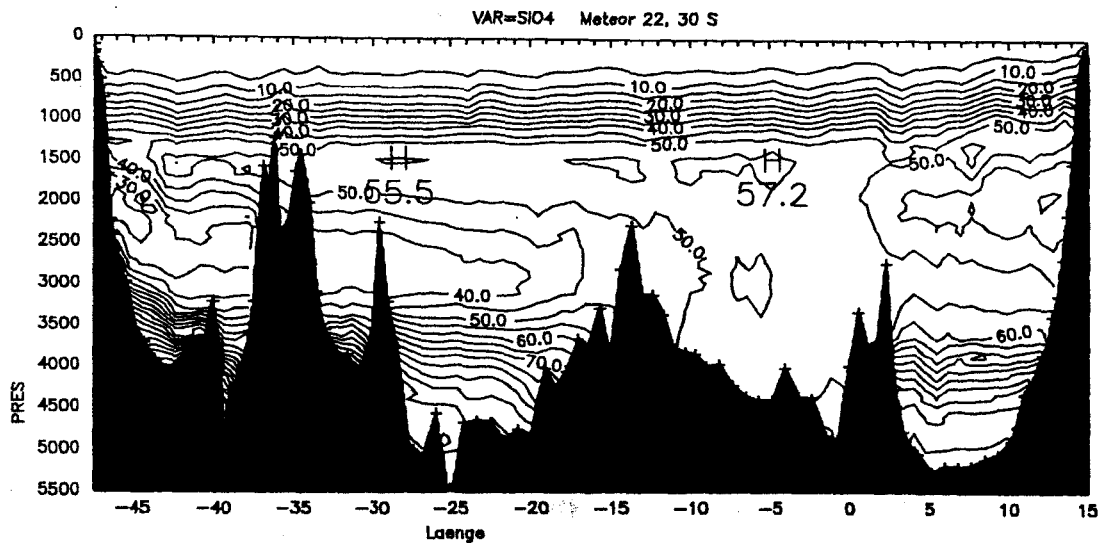


Abb. 4.2: Vertikalschnitt des Silikatgehaltes bei etwa 30°S. Konturintervall 5 µmol/kg.

Nach der globalen Zusammenstellung der Wassermassen von Emery & Meincke (1986) ist das charakteristische Oberflächenwasser im Südatlantik das Südatlantische Zentralwasser (SACW). Bei genauerer Betrachtung kann das SACW aber weiter aufgespalten werden. Besonders deutlich kann dies beim SAVE-Abschnitt 3 gezeigt werden. Im Θ -S Diagramm dieses Abschnittes (Abb. 4.3) sind zwei klar voneinander getrennte Äste zu erkennen.

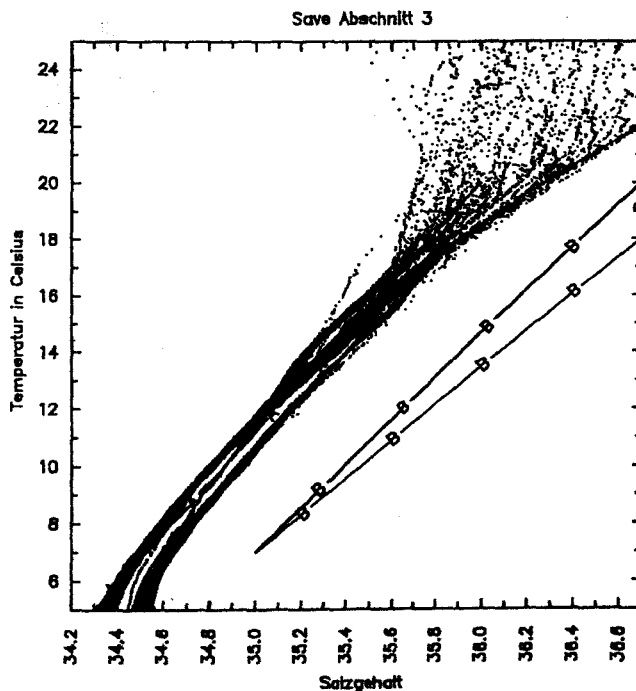


Abb. 4.3: Temperatur-Salzgehalt-Diagramm von SAVE-6. Kurve A (unter den Meßwerten) ist die Definitionsgerade von Südatlantischen Zentralwasser nach Tomczack & Godfrey (1994), Kurve B gibt den Definitionsbereich von Nordatlantischem Zentralwasser an.

Den salzreicheren Ast (hier SF3 genannt) mit Werten von 34.725 im Salzgehalt bei $\Theta = 8^\circ\text{C}$ findet man im nördlichen und nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes, den salzärmeren (hier SF4 genannt) mit Salzgehaltswerten von 34.60 bei $\Theta = 8^\circ\text{C}$ im Süden und Südwesten. Auch in anderen Parameterkorrelationen sind 2 verschiedene Wechselbeziehungen zu erkennen (vergleiche Abb. 2.2). Die Grenze zwischen diesen beiden Wassermassen verläuft grob skizziert von der afrikani-

schen Küste bei 20°S zur östlichsten Spitze von Südamerika bei 10°S und folgt so dem Verlauf des Südäquatorialstromes. SF4 ist somit das untere Oberflächenwasser des subtropischen Wirbels, welches salzärmer ist als das weiter nördlich gelegene SF3. Dazu hat es einen geringeren Silikat- und höheren PO_4^{*} - und NO_3^{*} -Gehalt.

Zur genauen Charakterisierung sollte für jede dieser Wassermassen eine mehrdimensionale Definitionsgerade (d.h. 2 Punkte pro Variable) bestimmt werden. Hier gilt das Interesse aber eher der gesamten Wassersäule, weshalb jede Wassermasse nur mit 1 Punkt im Parameterraum charakterisiert wird. Durch den kontinuierlichen Übergang zum Zwischenwasser ist die Festlegung dieses Punktes problematisch, hier wurde $\Theta=8^{\circ}\text{C}$ gewählt.

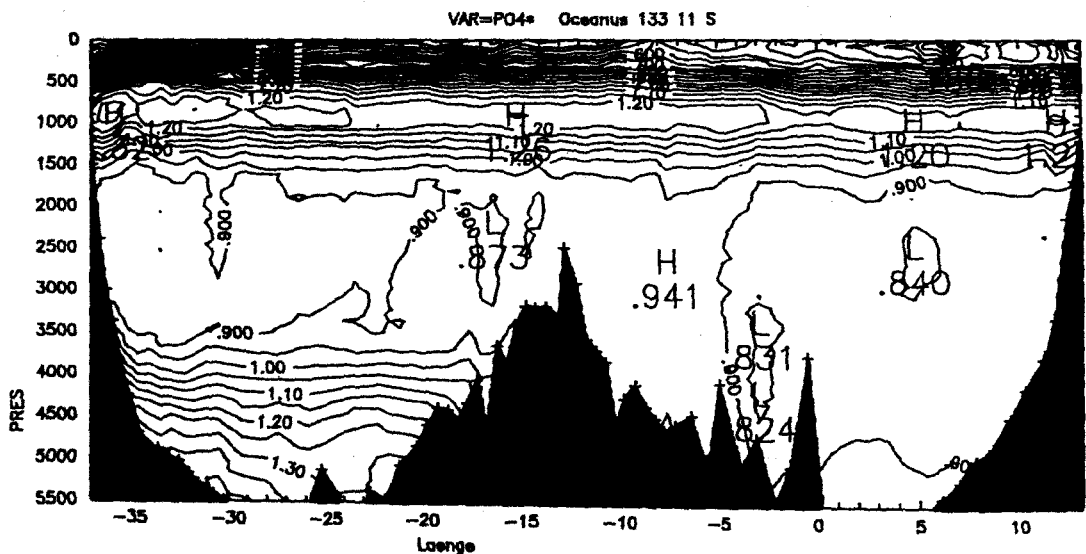


Abb. 4.4: Vertikalschnitt von PO_4^{*} bei etwa 11°S. Konturintervall 0.05 $\mu\text{mol/kg}$

4.3 Zwischenwässer (AAIW, uCP)

Die Zwischenwässer sind alle südlichen Ursprungs und werden hier durch verschiedene Maxima und Minima charakterisiert, von oben ausgehend sind dies ein Salzgehaltsminimum, dann ein PO_4^{*} - NO_3^{*} -Maximum und als tiefstes ein Silikatmaximum.

Das schon von Wüst (1935) beschriebene AAIW ist durch ein Salzgehaltsminimum charakterisiert. Der niedrigste Salzgehalt bei 30°S ist 34.24 in einer Tiefe von 888 dbar bei etwa 41°W. Östlich von 15°W ist der Salzgehalt allgemein größer als 34.30, und das Minimum liegt flacher als im Westen. Der Kern der Wassermasse steigt nach Norden hin auf etwa 800 dbar bei 11°S an. Das Salzgehaltsminimum ist im gesamten Untersuchungsgebiet klar erkennbar. Bei 30°S ist das AAIW auch durch ein Sauerstoffmaximum charakterisiert. Nördlich davon ist der Sauerstoffgehalt aber stark vom Abbau organischer Substanz geprägt, wodurch sich, ausgehend von den Auftriebsgebieten am östlichen Rand und am Äquator, ein Sauerstoffminimum ausbildet, welches das AAIW-Signal im Sauerstoff verdeckt.

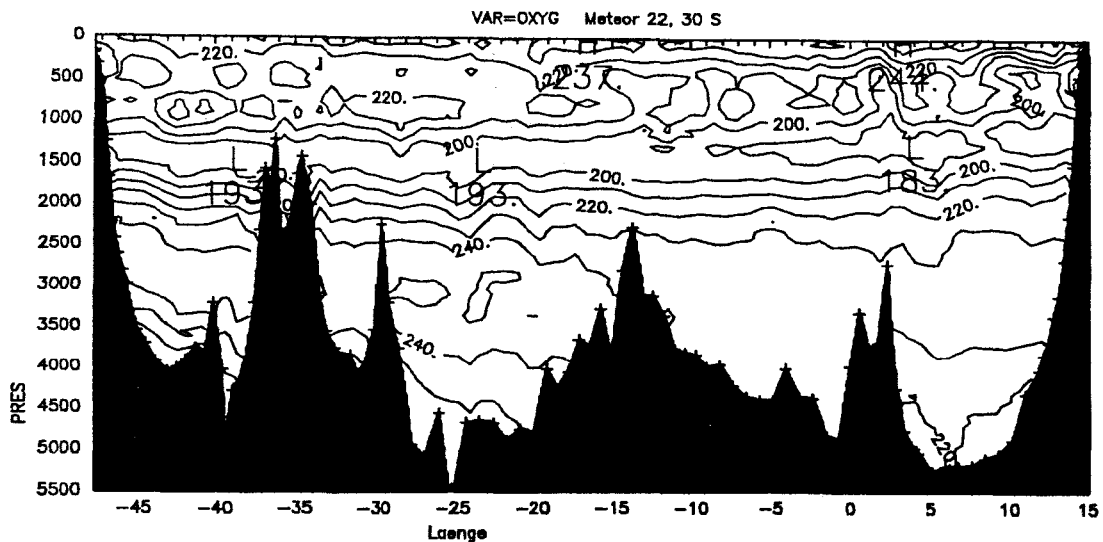


Abb. 4.5: Vertikalschnitt von O_2 bei etwa $30^\circ S$. Konturintervall $10 \mu\text{mol/kg}$

Unterhalb des Salzgehaltsminimums liegt ein Maximum in PO_4^* und NO_3^* . Bei $30^\circ S$ liegt der Kern bei einer Tiefe entsprechend etwa 1000 dbar. Der Kern liegt damit etwa 150 m tiefer als das Salzgehaltsminimum, was aber in Anbetracht einer vertikalen Auflösung von bestenfalls 100dbar in den Schöpferdaten schwer zu bestimmen ist. Die Tiefenlage folgt etwa dem des Salzgehaltsminimums, im Westen am tiefsten und nach Osten und Norden hin ansteigend. Bei $30^\circ S$ findet man die Maximalwerte von $PO_4^* \rightarrow 1.6 \mu\text{mol/kg}$ und $NO_3^* \rightarrow 21.0 \mu\text{mol/kg}$ bei etwa $40^\circ W$ und die niedrigsten im Osten des Beckens. Wegen der geringen räumlichen Distanz dieses Maximums zum AAIW werden für die weitere Analyse diese beiden Wassermassen meistens im AAIW zusammengefaßt.

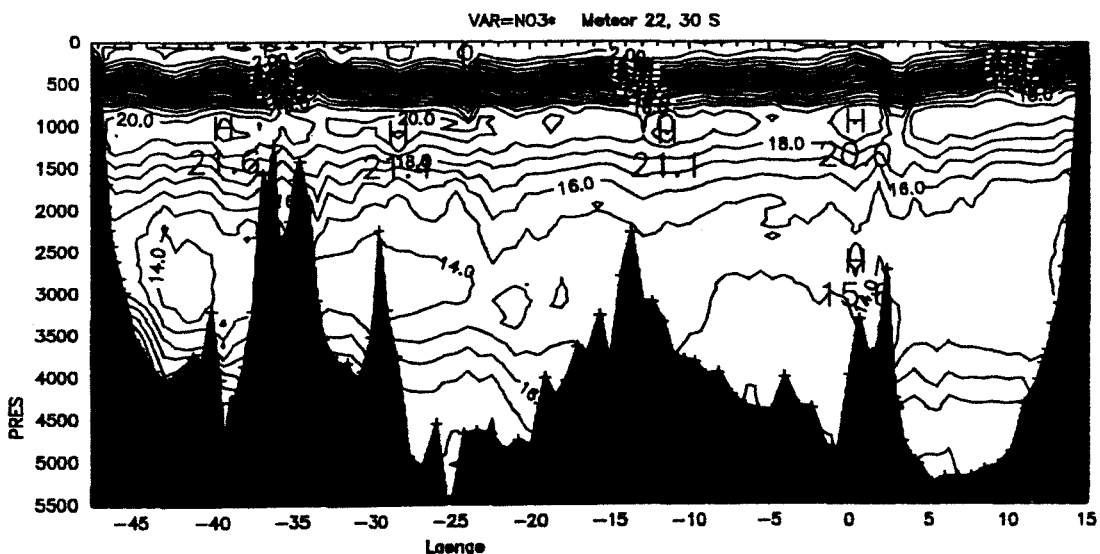


Abb. 4.6: Vertikalschnitt von NO_3^* bei etwa $30^\circ S$. Konturintervall $1 \mu\text{mol/kg}$

Das Silikatmaximum, das bei $30^\circ S$ in einer Tiefe zwischen 1200m und 1500m liegt, charakterisiert den Kern des oberen Zirkumpolarwassers (uCP). Bei $30^\circ S$ liegt knapp oberhalb des Silikatmaximums ein Minimum im Sauerstoff. Im Gegensatz zu den vorherigen Zwischenwässern liegt hier das

stärkste Maximum im Osten mit Werten von $\text{SiO}_4 > 58 \mu\text{mol/kg}$ in einer Tiefe von etwa 1200 dbar im Kapbecken. Im Angolabecken finden sich Werte $> 56 \mu\text{mol/kg}$ bei einer Tiefe von etwa 1500 dbar, im Brasilianischen Becken östlich vom Rio Grande Rise liegen die Werte des Maximums zwischen 53 und $56 \mu\text{mol/kg}$. Westlich des Rio Grande Rückens sind die Werte dann $< 53 \mu\text{mol/kg}$. Gebietsweise entspricht dieses Wasser wegen dem Signal des darunterliegenden NADW einem Minimum in Θ .

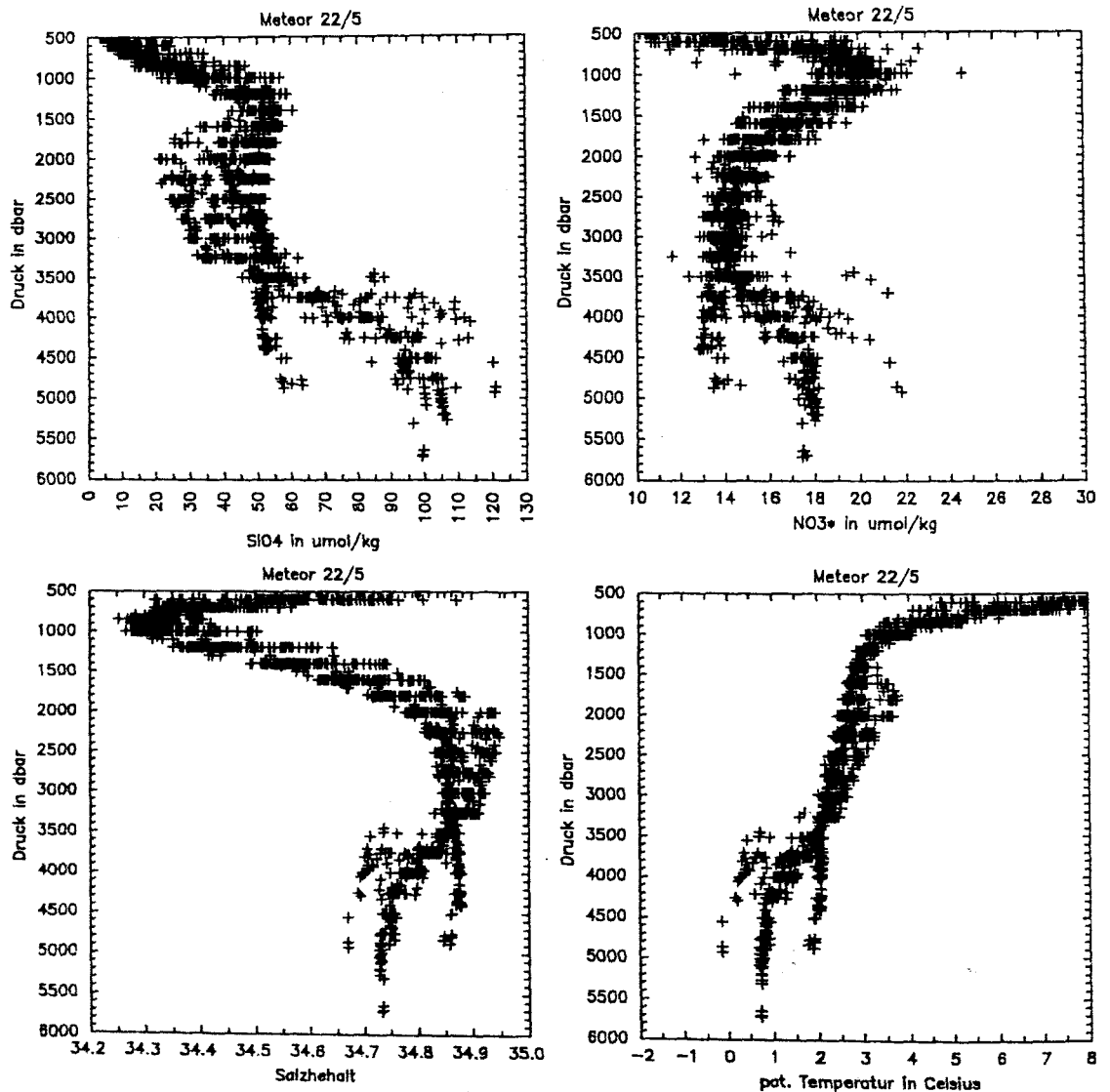


Abb 4.7: Vertikalprofile von SiO_4 , NO_3^* , Salzgehalt und potentieller Temperatur bei 30°S .

4.4 Tiefenwässer (NADW, AABW)

Bei den Tiefenwässern werden Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) und antarktisches Bodenwasser (AABW) behandelt. Da NADW nördlichen Ursprungs ist, werden zur Charakterisierung die nördlichen Schnitte benutzt, beim AABW wiederum der 30°S -Schnitt.

NADW ist allgemein nährstoffarm, salzreich und warm gegenüber den Schichten unter- und oberhalb. Die Extrema der verschiedenen Parameter liegen in unterschiedlichen Tiefen. Dieser Umstand wird benutzt, um das NADW weiter zu unterteilen.

Das flachste Extremum im Bereich des NADW ist ein Temperaturmaximum. Dieses liegt bei 11°S am westlichen Rand in einer Tiefe von ungefähr 1200m. Nach Osten und Süden hin ist das Maximum viel weniger ausgeprägt oder nicht mehr vorhanden. Dies Maximum wird benutzt, um das obere NADW zu definieren (uNADW). Das deutlicher als das Maximum in der Temperatur ausgeprägte Salzgehaltsmaximum liegt tiefer und definiert das tiefe NADW (INADW). Die höchsten Salzgehalte von 34.98 findet man bei 11°S in 1800m Tiefe am westlichen Rand.

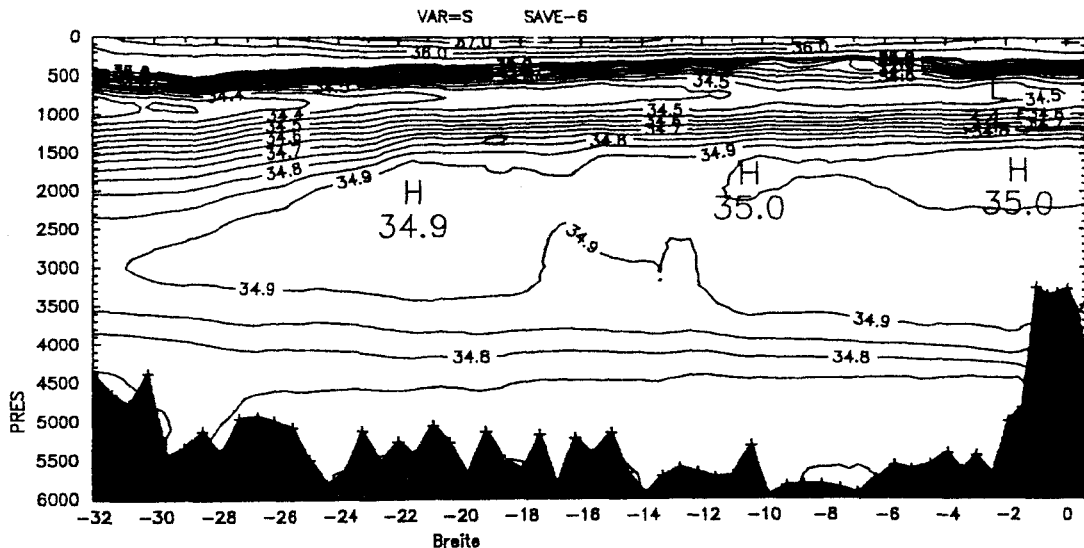


Abb. 4.8: Vertikalschnitt des Salzgehaltes bei etwa 25°W. Konturintervall 0.05 für Salzgehalte < 35.0 und 0.5 für Salzgehalte > 35.

Die Θ und S-Maxima liegen beide in einem breiten, d.h. sich über einen großen Tiefenbereich erstreckenden, Minimum von PO_4^* und NO_3^* . Der Silikatgehalt zeigt nicht einen so breiten Maximalbereich, sondern fällt eher mit dem S-Maximum zusammen. Bestimmt man den Übergang von NADW und AABW nur aus den SiO_4 -Werten, so würde die Grenze in geringeren Tiefen liegen als bei einer ausschließlichen Betrachtung der NO_3^* -Werte. Es muß dabei natürlich in Betracht gezogen werden, daß SiO_4 nicht konservativ ist, sondern daß aus herabrieselnden Partikeln und besonders aus den obersten Sedimentschichten SiO_4 im Wasser gelöst wird.

Der breite Minimalbereich von PO_4^* und NO_3^* zeigt Werte bis etwa $\Theta=2^\circ\text{C}$ und $S=34.90$. Bei dieser Temperatur zeigen fast alle Parameterbeziehungen einen schon relativ früh bekannten Knick, d.h. unterhalb und oberhalb $\Theta=2^\circ\text{C}$ gelten andere Wechselbeziehungen. Broecker & Takahashi (1976) fanden in den GEOSECS-Daten diesen Knick im gesamten Atlantik von etwa 50°N bis 50°S und nannten ihn die 2°C-Diskontinuität. Nach diesen Untersuchungen besteht das Wasser an der Diskontinuität aus etwa 89% nördlichen und 11% südlichen Ursprungs. Die hier bestimmten Parameterwerte dieser Diskontinuität –wie in Tab. 4.1 angegeben– stimmen gut mit denen von Broecker & Takahashi (1976) überein. Die genaue Entstehung und Dynamik dieser Diskontinuität ist aber noch unklar. Sie wird von einigen Autoren als die Grenze zwischen NADW und AABW angesehen. Wegen

des überwiegend nördlichen Ursprungs wird dieses Wasser hier dem NADW zugeordnet. Die 2°C-Diskontinuität ist somit eher die obere Grenze des AABW.

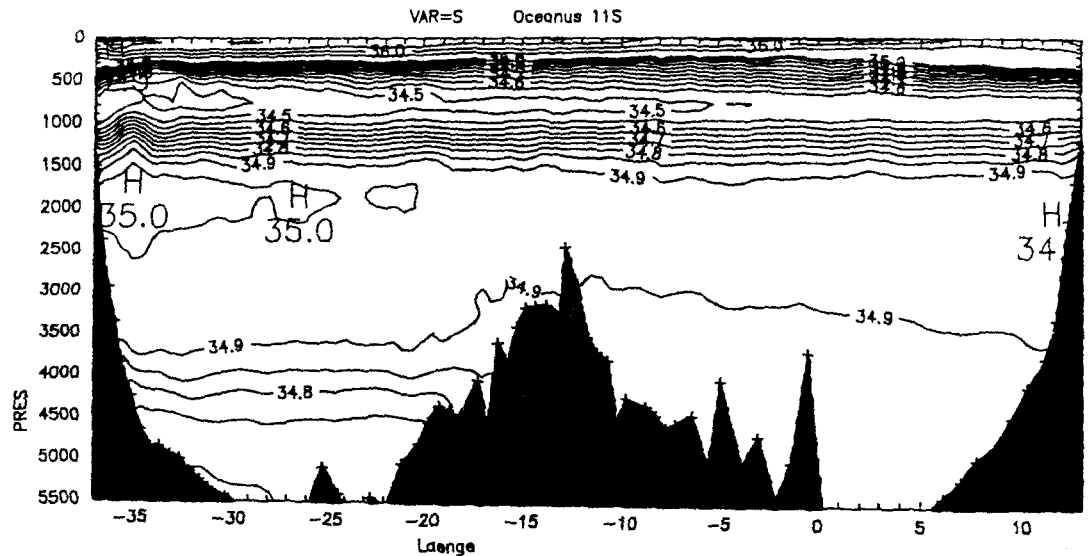


Abb. 4.9: Vertikalschnitt des Salzgehaltes bei etwa 11°W. Konturintervall 0.05 für Salzgehalte < 35.0 und 0.5 für Salzgehalte > 35.

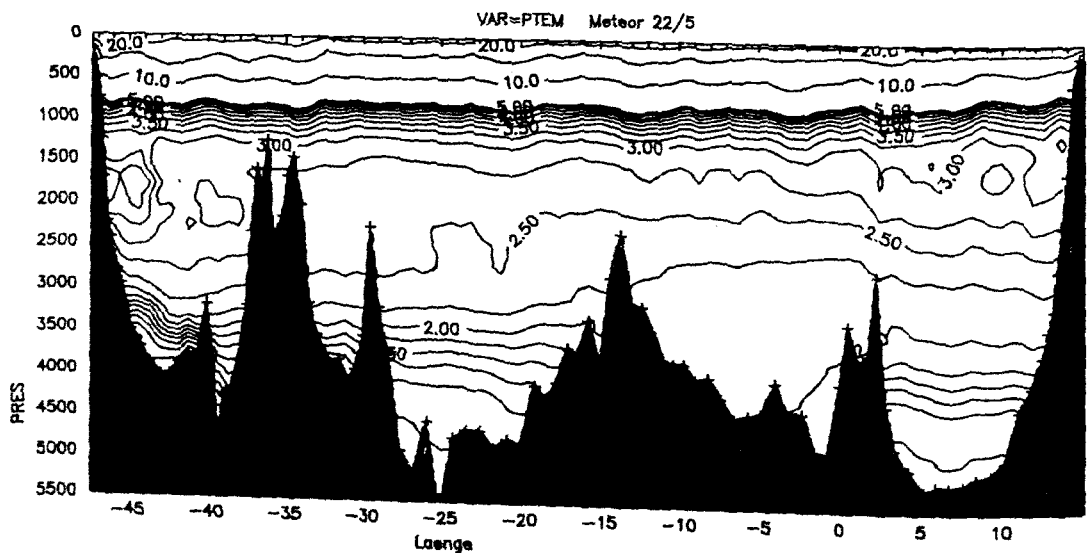


Abb. 4.10: Vertikalschnitt von θ bei etwa 30°S. Konturintervall 0.25°C für θ < 5.0°C und 5°C für θ > 5°C.

Die schwerste und damit tiefste Wassermasse ist das Antarktische Bodenwasser (AABW). Die Nomenklatur ist hier uneinheitlich, einige Autoren sprechen von dieser Wassermasse als unteres Zirkumpolarwasser (ICP). Die Extremwerte der Parameter findet man am westlichen Rand bei 30°S direkt über dem Boden. Dies sind hohe Nährstoffgehalte, niedrige Temperaturen bis unter 0°C und im Vergleich zum NADW niedrige Salzgehalte. Die Ausbreitung des AABW ist stark von der Bodentopographie beeinflusst. Der Einstrom ins Brasilianische Becken geschieht hauptsächlich durch den Vema-Kanal und in geringerem Maße auch durch den Hunter-Kanal. Das Angolabecken ist bis auf

einige kleinere Passagen mit sehr geringem nordwärtigem Volumentransport (Shannon & Chapman, 1991) nach Süden hin geschlossen, so daß AABW nur über den Umweg durch die Romanche-Bruchzone am Äquator ins Angola-Becken vordringen kann.

Tabelle 4.1: Definitionswerte der Wassermassen

Wassermasse	Temperatur	Salzgehalt	PO4*	NO3*	SiO4	σ_t -Bereich
	°C		$\mu\text{mol/kg}$	$\mu\text{mol/kg}$	$\mu\text{mol/kg}$	kg/m^3
SF1	28.0	36.80	0.15	1.0	1.	$\sigma_t < 35.5$
SF2	15.0	35.35	0.3	0.0	2.	$\sigma_t < 35.7$
SF3	8.0	34.725	0.65	12.0	20.	$34.0 < \sigma_t < 36.3$
SF4	8.0	34.60	0.95	13.0	12.	$34.0 < \sigma_t < 36.3$
AAIW	4.0	34.30	1.4	19.5	35.	$35.4 < \sigma_t < 36.9$
uCP	2.6	34.60	1.2	16.5	60.	$36.2 < \sigma_t < 36.99$
uNADW	4.3	34.89	0.9	12.8	25.	$\sigma_t > 36.1$
INADW	3.8	34.98	0.78	12.2	17.	$\sigma_t > 36.4$
2°C-W	2.0	34.88	0.85	12.5	45	$\sigma_t > 37.02$
AABW	-0.3	34.65	0.4	18.5	132.	$\sigma_t > 36.98$
Fehler	0.02	0.015	0.05	0.5	1.5	0.1

4.5 Wassermassenanteile

Aus den Schöpferwerten wurden mit einer Multiparameter-Wassermassenanalyse die Anteile verschiedener Wassermassen berechnet. Dabei geht man davon aus, daß eine gemessene Parameterkonzentration P_m einer linearen Mischungsregel folgt:

$$P_m = \frac{\sum m_i \cdot P_i}{\sum m_i}$$

Hierbei ist m_i der Massenanteil und P_i die Parameterkonzentration der i -ten Wassermasse.

Nimmt man mehrere Parameter P und bezieht alles auf eine Einheitsmasse, so erhält man ein lineares Gleichungssystem mit den unbekannten Wassermassenanteilen m_i . Als Nebenbedingungen gelten $\sum m_i = 1.0$ wegen der Massenerhaltung und $m_i \geq 0$ für alle i , da keine negativen Anteile vorkommen können. Dieses Gleichungssystem wird mit der Methode der 'non negative least squares' nach Menke (1984) gelöst. Diese Methode wurde in ähnlicher Form schon von Tomczak (1981) benutzt. Neuere Anwendungen findet man bei Klein (1992) im Kap-Verden-Gebiet oder bei Maamaatuaiahutapu et al. (1992) in der Konfluenzzone von Brasil- und Malvinasstrom. Um die Methode anzuwenden, müssen zunächst die zu benutzenden Variablen festgelegt und dann die Konzentrationen P_i der Wassermassen bestimmt werden.

Da die Mischungsregel keine Quellen und Senken berücksichtigt (die Oberflächenschicht wird hier ausgenommen), kann man zur Charakterisierung der Wassermassen nur konservative Tracer wie Salzgehalt und potentielle Temperatur benutzen. In kleineren, biologisch nicht sehr aktiven Gebieten kann man auch nicht-konservative, biologisch aktive Tracer wie beispielsweise Nährstoffe benutzen. Da hier eine einheitliche Wassermassencharakterisierung für den gesamten subtropischen Atlantik gesucht wird, werden die Nährstoffe nicht direkt verwendet, sondern die berechneten Phos-

phat- und Nitratgehalte bei Wassermassenbildung (PO_4^* , NO_3^*). Des weiteren wird der Silikatgehalt als konservativ angesehen.

4.6 Skalierung und Wichtung

Um den Einfluß der unterschiedlichen Genauigkeiten und Wertebereiche der Variablen auf die Lösung des Systems zu minimieren, müssen die Gleichungen skaliert und gewichtet werden. Als Parameterwerte der Ausgangswassermassen werden die Werte der Tabelle 4.1 benutzt. Die Unsicherheit in den einzelnen Werten wurde zum Wichten der Matrix verwendet. Je nach zu bestimmender Wassermasse waren diese Fehler unterschiedlich groß. Zur Skalierung wird jedoch nur ein mittlerer Fehler benutzt, der beim Salzgehalt etwa 0.01 bis 0.02, bei der potentiellen Temperatur 0.2°C, bei PO_4^* mindestens 0.05 $\mu\text{mol/kg}$, bei SiO_4 etwa 2 $\mu\text{mol/kg}$ und bei NO_3^* etwa 0.5 $\mu\text{mol/kg}$ beträgt. Von jeder Gleichung wurde zunächst der Mittelwert der Ausgangswassermassen abgezogen. Das Abziehen des Mittelwertes ist hier möglich, da die Summe der Unbekannten wegen der vorgeschriebenen Massenerhaltung bekannt ist. Damit die Massenerhaltung gut erfüllt ist, wird sie mit einem großen Faktor gewichtet. Die weitere Skalierung wurde auf zwei verschiedene Weisen durchgeführt. Bei der ersten Methode wurde jede Gleichung mit der reziproken Standardabweichung der Ausgangswassermassen skaliert. So hat jede Mischungsgleichung den Mittelwert 0 und die Standardabweichung 1. Die Wichtung der einzelnen Gleichungen wurde bestimmt, indem der gesamte Wertebereich (d.h. Maximum – Minimum) durch den Fehler geteilt wird, der aus der oben besprochenen Definition der Wassermassen herrührt. Falls aber in einer Region einige Wassermassen nicht betrachtet werden, da sie dort nicht vorkommen können, ändert sich zwischen verschiedenen Regionen die Wichtung der Gleichungen. Dadurch kann es zu unterschiedlichen Resultaten kommen, was zu starken Gradienten an der Grenze zwischen 2 Regionen führen kann.

Bei der zweiten Art der Skalierung wird nur durch den Parameterfehler geteilt. Diese Methode hat gegenüber der ersten den Vorteil, daß die Wichtung der einzelnen Gleichungen gleich bleibt, unabhängig davon, wie viele Wassermassen aktuell benutzt werden. Betrachtet man das Gesamtsystem, so sind die Unterschiede der Ergebnisse bei beiden Methoden aber gering.

4.7 Ausblenden von Wassermassen

Einige Wassermassen, z.B. SF1 und AABW, haben keine Möglichkeiten, sich zu vermischen. Es ist daher nicht sinnvoll, in jeder einzelnen Berechnung alle Wassermassen mit zu berücksichtigen. Um diese Tatsache in die Gleichungen einfließen zu lassen, wurden 3 verschiedene Methoden ausprobiert.

Bei der ersten Methode werden die Wassermassenanteile proportional zum Abstand der Messung vom Wertebereich einer Variablen (z.B. Druck, Dichte) skaliert, d.h. die zugehörige Spalte in der Matrix wird durch einen Faktor geteilt, der mit dem Abstand zunimmt. Dies hat aber den Nachteil, daß bei einem exakt erfüllten (oder auch überbestimmten) System diese Wichtung keinen Einfluß hat. Als Untervarianten kann man einmal die Wassermasse ab einem bestimmten Faktor ganz aus dem System entfernen oder den Faktor ab einer bestimmten Größe konstant halten.

Bei der Berechnung der Wassermassen mit der ersten Methode zeigte sich, daß an den Grenzen der Druckbereiche starke Gradienten in den Wassermassenanteilen auftraten. Dies liegt an den verschiedenen Gleichungssystemen, die in den beiden Bereichen unter- und oberhalb der Grenze benutzt werden, spiegelt aber nicht die Verhältnisse in der Natur wieder. Ein Beispiel hierfür ist in

Abb. 4.11 wiedergegeben. Die starken Gradienten im uCP-Anteil bei 2000 dbar rühren vom Einbeziehen tieferer Wassermassen unterhalb 1800 dbar her.

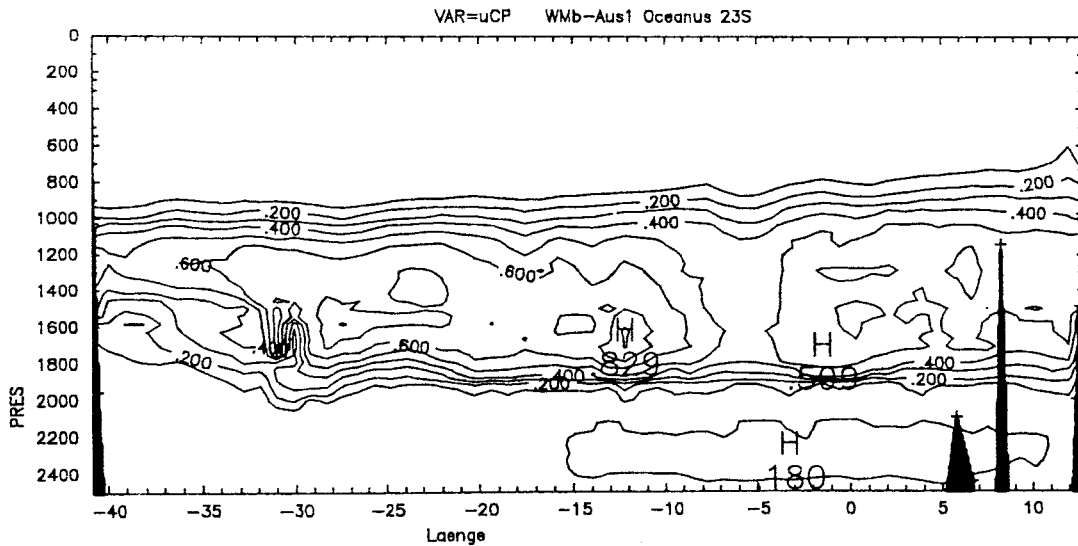


Abb.4.11: Vertikalschnitt des Anteils von uCP bei 23°S bei Ausblendung der Wassermassen nach Methode 1 mit starker Wichtung.

Bei der zweiten Methode wird zusätzlich zu den Mischungsgleichungen pro Variable noch eine Gleichung folgender Form eingeführt:

$$\sum |P_m - P_i| \cdot w_i = 0$$

wobei w_i der i -te Wassermassenanteil und P_i der Parameterwert dieser Wassermasse ist. P_m ist der gemessene Parameterwert. Da P_m im allgemeinen verschieden von allen P_i ist, ist die Gleichung exakt nur erfüllt, wenn alle w gleich 0 sind. Dies widerspricht aber der Massenerhaltung. Die Gleichung wird also nur annähernd erfüllt. Durch den höheren Faktor der weiter entfernten Wassermassen werden diese näher an dem exakten Wert sein, d.h. einen kleineren Anteil haben als nähergelegene. Ein Problem hierbei ist, wenn zwei –in Wirklichkeit in Kontakt stehende– Wassermassen sehr verschiedene Charakteristiken haben. Die Mischung dieser beiden Wassermassen kann einen Wert annehmen, der sehr weit von beiden Definitionswerten weg liegt, aber nahe an dem Wert einer Wassermasse, die z.B. nicht in der Mischung vorkommen kann. Je nach Wichtung des Systems kann der Anteil der dritten Wassermasse dann sehr hoch werden und der Fehler größer sein als ohne die zusätzliche Differenzierung. Benutzt man nur 2 Parameter für diese Differenzierung, kann man im 2-dimensionalen Parameterraum (z.B. ein Θ -S Diagramm) für jeden Punkt die Wassermassenanteile berechnen. Zu diesen Anteilen wird jetzt das System hingezwungen. Wie stark dieser Zwang ist, hängt dann wieder von der Wichtung der Gleichungen ab.

Die Berechnungen mit dieser Methode wurde das uCP gegenüber dem oberen NADW stark bevorzugt. Der Anteil von oberem NADW war überall kleiner als 3%, uCP dagegen erreichte 100% in Tiefen von 1400m (Abb. 4.12). In dieser Tiefe erkennt man in den einzelnen Parametern deutlich den Einfluß des NADW. Dieses Fehlverhalten kann durch geeignete Wahl der Wichtungen w_i verringert werden, es wurde aber keine zufriedenstellende Lösung gefunden.

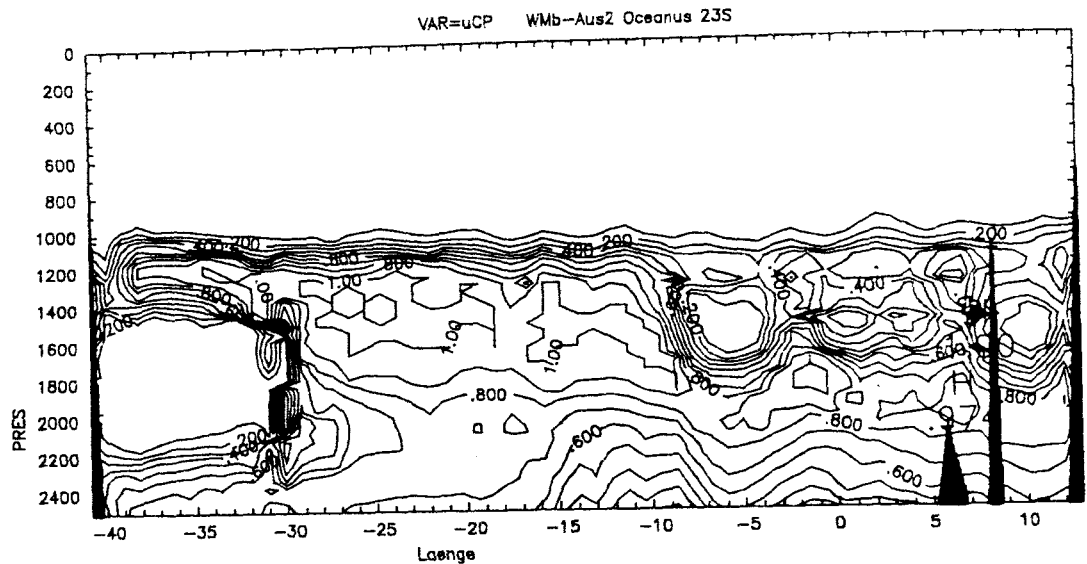


Abb.4.12: Vertikalschnitt des Anteils von uCP bei 23°S bei Ausblendung der Wassermassen nach Methode 2 mit starker Wichtung..

Bei Methode 3 wird auch ein Wertebereich definiert, außerhalb dessen die Wassermasse nicht vorkommen sollte. Die Grenzen des Wertebereiches werden mit P_u und P_o definiert ($P_o > P_u$), die zugehörigen Übergangsbereiche sind D_u und D_o (u steht für unten, o für oben). Für jede Wassermasse gilt dann die zusätzliche Gleichung:

$$F \cdot w = 0$$

Dabei ist w der Wassermassenanteil. Der Faktor F ist folgendermaßen definiert:

$$\begin{aligned} F &= 0 && \text{falls die Messung } (P_m) \text{ innerhalb des Definitionsbereiches,} \\ F &= (P_u - P_m) / D_u && \text{falls } P_m < P_u \text{ oder} \\ F &= (P_m - P_o) / D_o && \text{falls } P_m > P_o. \end{aligned}$$

Um diese Gleichung exakt zu lösen, kann w innerhalb des Wertebereiches beliebig sein und muß außerhalb davon 0 sein. Betrachtet man das Gesamtsystem und ist dieses strikt unterbestimmt, so ist auch der Wassermassenanteil außerhalb des Wertebereiches genau 0. Bei einem überbestimmten (auch im gemischt bestimmten Fall) System wird die Gleichung nicht exakt gelöst, sondern ein Gesamtfehler minimiert. Da der Fehler der Gleichung mit größerem Abstand vom Wertebereich ansteigt, wird durch die Minimierung der Wassermassenanteil mit steigendem Abstand abnehmen. Benutzt man zur Definition des Wertebereiches die Dichte, so kann diese Methode als eine abgeschwächte Vorschreibung isopyknischer Vermischung betrachtet werden.

Die dritte Methode wurde zur endgültigen Berechnung der Wassermassenanteile verwendet, da dort im Gegensatz zu den beiden ersten Methoden keine unrealistischen Effekte beobachtet wurden.

Schnitte der Wassermassenanteile zeigen im allgemeinen die schon von den Variablenschnitten bekannten Strukturen, wobei aber einige Strukturen sehr viel klarer herauskommen. Im Kapitel über die großräumige Zirkulation wird etwas näher auf die Wassermassenanteile eingegangen.

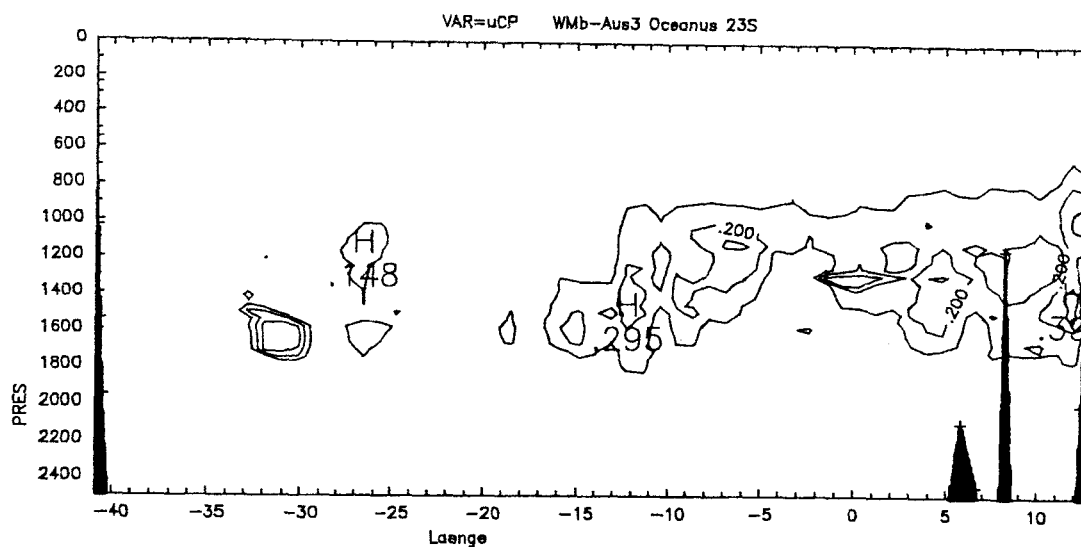


Abb. 4.13: Vertikalschnitt des Anteils von uCP bei 23°S bei Ausblendung der Wassermassen nach Methode 3 mit Druckgrenzen

Tabelle 4.2. Dichtewerte für eine Definition von Wassermassen über Isopyknen. Angegeben ist jeweils die obere Grenze. Die unterste Grenze ist der Meeresboden. Eigene Werte wurden aus den berechneten Wassermassenanteilen bestimmt. Die beiden anderen Definitionen stammen von Roemmich bzw. Macdonald. Alle Dichtewerte sind in kg/m^3 angegeben.

Wassermasse	11°S	30°S	Roemmich	Macdonald
SF1	$\sigma_0=0.0$	$\sigma_0=0.0$	$\sigma_0=0.0$	$\sigma_0=0.0$
"-2	$\sigma_0=26.1$	$\sigma_0=25.5$	$\sigma_0=26.2$	$\sigma_0=26.60$
"-3	$\sigma_0=26.55$	+		$\sigma_0=26.80$
"-4	$\sigma_0=27.15$	$\sigma_0=26.6$		$\sigma_0=27.00$
AAIW	$\sigma_0=27.18$	$\sigma_0=27.07$	$\sigma_0=26.8$	$\sigma_0=27.02$
			$\sigma_0=27.0$	$\sigma_1=32.00$
uCP	+	$\sigma_1=32.0$	$\sigma_0=27.4$	$\sigma_1=32.16$
				$\sigma_2=36.73$
NADW-1	$\sigma_1=32.2$	+	$\sigma_2=36.9$	$\sigma_2=36.80$
"-2	$\sigma_2=36.73$	$\sigma_2=36.88$	$\sigma_2=37.07$	$\sigma_2=36.92$
" 2°C-W	$\sigma_3=41.43$	$\sigma_3=41.41$		$\sigma_2=36.97$
				$\sigma_2=37.00$
				$\sigma_2=37.04$
				$\sigma_3=41.54$
AABW	$\sigma_4=45.95$	$\sigma_4=45.93$	$\sigma_4=45.92$	$\sigma_4=45.93$
				$\sigma_4=45.96$
				$\sigma_4=46.00$
				$\sigma_4=46.02$

4.8 Wassermassendefinition über Dichteflächen

Aus Betrachtungen des Zusammenhanges zwischen Wassermassenanteilen und Dichte, wie sie in Abb. 4.14 dargestellt sind, können Dichteflächen als Grenzflächen zwischen den Wassermassen definiert werden. Die Dichtewerte dieser Grenzflächen sind von Schnitt zu Schnitt und lokal verschieden. Um eine einheitliche Definition der Wassermassen über Dichteflächen für das gesamte Gebiet zu erhalten, mußte daher stark vereinfacht werden. Die so erhaltenden Dichtewerte sind in Tabelle 4.2 zusammen mit ähnlichen Definitionen von Roemmich (1983, im folgenden ohne Jahresangabe) und Macdonald (1993, im folgenden ohne Jahresangabe) aufgeführt.

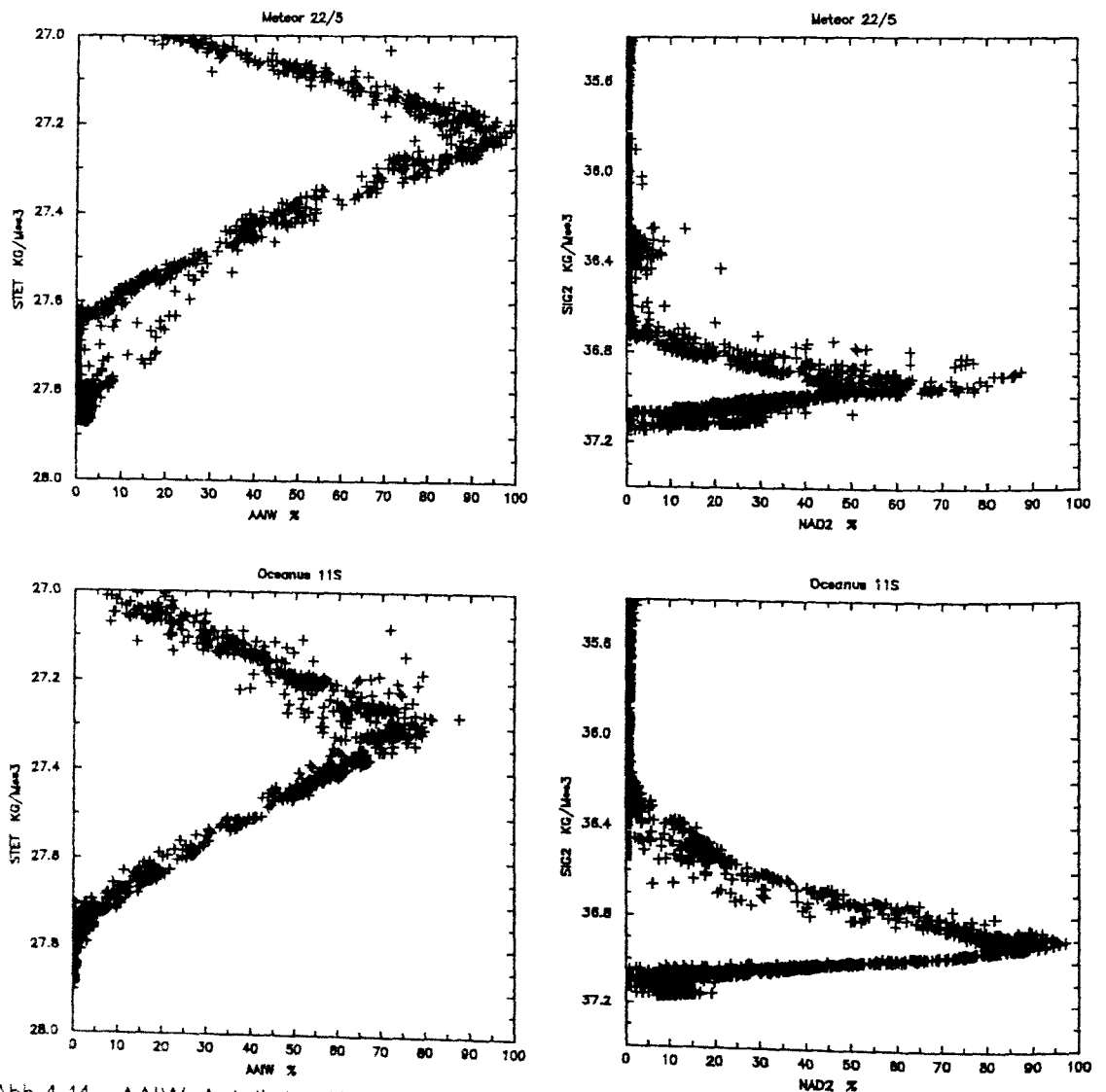


Abb.4.14: AAIW-Anteil in Abhängigkeit von σ_t (links) und INADW-Anteil in Abhängigkeit von $\sigma_{\theta 2}$ (rechts) bei 30°S (oben) und 11°S (unten).

Bei der eigenen Definition ist jeweils die Dichte bei einem etwa 50%-igen Anteil angegeben. Bei kursiv geschriebenen Werten war die Zuordnung schwierig, da die Anteile nur knapp über 50% lagen. Bei Angabe von † war die maximale Konzentration kleiner als 50%.

Die Unterschiede in den Dichtewerten bei 11°S und 30°S sind eine Folge der Advektion und von Vermischungsprozessen. Deutlich wird dies bei den maximalen Anteilen der verschiedenen Wassermassen in jedem der Schnitte. NADW-1 nimmt von etwa 55% bei 11°S auf unter 5% bei 30°S ab. Gleichzeitig steigt der AAIW-Gehalt von maximal 80% auf 100% an, ebenso der uCP-Gehalt von etwa 35% auf 90%.

5. Wärmetransporte über die direkte Methode

In diesem Kapitel wird der meridionale Wärmetransport der 4 hochaufgelösten Zonalschnitte zunächst für jeden Schnitt separat berechnet, und die Fehlergrenzen werden bestimmt. Diese Ergebnisse werden dann im nächsten Kapitel als Anfangsschätzung für ein Inversmodell benutzt, um den Fehler im barotropen Teil der Geschwindigkeit zu minimieren.

5.1 Methodik

Hall&Bryden (1982) haben gezeigt, daß sich eine direkte Bestimmung des meridionalen Wärmetransportes durchführen läßt, wenn ein hochaufgelöster CTD-Schnitt, der bis zum Boden und von Küste zu Küste reicht, sowie direkte Strömungsmessungen, besonders in Gebieten, wo die vertikal gemittelte Temperatur stark vom Mittelwert des gesamten Schnittes abweicht, zur Verfügung stehen. Zur Bestimmung des Transportes in der Ekman-schicht muß zusätzlich noch die Windschubspannung bekannt sein; diese wird hier dem Datensatz von Hellermann & Rosenstein (1983, im folgenden H&R) entnommen. Da der mittlere Wärmetransport bestimmt werden soll, liegt den Berechnungen die Annahme zugrunde, daß die zeitliche Variabilität vernachlässigbar ist.

Die beiden Oceanus-Schnitte bei 11°S und 23°S sowie die Meteor-Schnitte bei 19°S und 30°S erfüllen die Bedingung, den gesamten Querschnitt des Südatlantiks abzudecken. Direkte Strömungsmessungen liegen aber nur für den 30°S-Schnitt vor.

Die Genauigkeit von Wärmetransportbestimmungen im subtropischen Nordatlantik, wie sie von Hall&Bryden (1982) durchgeführt wurden, hängt stark von direkten Strömungsmessungen im Randstrom ab. Der westliche Randstrom hat dort einen großen Massentransport bei vergleichsweise hohen Temperaturen. Der Einfluß des Randstromes auf den Wärmetransport ist dementsprechend hoch.

Im Südatlantik ist der Brasilstrom als westlicher Randstrom, wie aus Abb. 3.12 zu ersehen war, zwischen 10°S und 30°S jedoch sehr schwach. Berechnungen aus hydrographischen Daten (Stramma et al. 1989) ergeben bei 20°S maximale Transporte von etwa 5 Sv. Auch die Schiffsdrift-Daten von Richardson & Walsh (1986) zeigen nördlich von 20°S keinen ausgeprägten Randstrom. Die Drifterdaten zeigten bei 20°S nur einen sehr schwachen Brasilstrom. Abschätzungen aus einigen Pegasus-Profilen bei 23°S von Evans & Signorini (1985) ergaben einen Transport von 11 Sv. Aus den Verankerungen bei 30°S wurde (s.o) ein Transport von maximal 15 Sv abgeschätzt, der mittlere Wert ist aber etwa 6–9 Sv, was auch bei Festlegung eines tiefen Nullniveaus aus den CTD-Daten bei 30°S zu erhalten ist. Man kann also erwarten, daß die Fehler bei nicht vorhandenen Strömungsmessungen wegen der schwachen Randstromtransporte nicht so gravierend sind wie in anderen Regionen.

Der Methode von Hall&Bryden (1982) folgend und bei Vernachlässigung der besonderen Betrachtung des westlichen Randstromes kann der gesamte Wärmetransport aufgespalten werden in einen Ekman-Anteil und einen 'hydrographischen' Anteil. Dieser wird wiederum in einen barotropen und einen baroklinen Teil aufgespalten :

$$\int_0^H \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Theta \rho c_p v \delta z \delta x = \int_0^{H_0} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Theta \rho c_p v_{ekman} \delta z \delta x + \int_0^H \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Theta' \rho c_p v' \delta z \delta x + \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \bar{\Theta} \rho c_p \bar{v} \delta z \delta x$$

wobei $\lambda_1 = x_{Ostküste}$, $\lambda_2 = x_{Westküste}$, H =Wassertiefe, H_0 =Ekmantiefe und c_p die spezifische Wärme sind. $\bar{\Theta}$, \bar{v} bedeuten vertikale Mittel und Θ' , v' die Abweichungen von diesem Mittel.

Die Ekmangeschwindigkeit setzt sich aus einem Anteil zusammen, der aus den Windschubdaten berechnet wird und konstant in den oberen 50m und als 0 darunter angesetzt wird. Ein zweiter Anteil ist eine über den gesamten Schnitt und über die gesamte Tiefe konstante Geschwindigkeit, die den gesamten Massentransport aus dem Windschub kompensiert.

Eine andere Kompensation des Massentransportes wäre möglich. So kompensierten Bryden et al. (1990) bei der Berechnung des Wärmetransportes im Pazifik den Ekman-Massentransport in den oberen 700 m der Wassersäule. Die mittlere Temperatur des Kompensationsflusses ist dabei höher als beim barotropen Fall. Diese Differenz beträgt etwa 4°C. Das ergibt bei 11°S einen um $(11 \cdot 10^9 \text{ kg/m}^3 \cdot 4^\circ\text{C} \cdot 4000 \text{ J/kg}^\circ\text{C}) = 0.18 \text{ PW}$ kleineren Ekman-Wärmetransport, bei 30°S wäre dieser Effekt nur noch etwa 0.01 PW. Solange diese Kompensation nicht ageostrophisch erfolgt, ändert sich nur die Aufteilung auf die verschiedenen Terme (Ekman, baroklin, barotrop), aber nicht der gesamte Wärmetransport.

Der barokline Geschwindigkeitsanteil wird aus den hydrographischen Daten und der barotropen über die Annahme eines Nullniveaus der Geschwindigkeit berechnet. Am Ende jeder Berechnung eines Schnittes wird der barotrope Anteil mit einer über dem gesamten Schnitt konstanten Geschwindigkeit soweit korrigiert, daß der gesamte Massentransport über den Schnitt 0 ergibt.

5.2 Nullniveaus

Die barotrope Komponente der Geschwindigkeit kann nicht direkt aus den Daten bestimmt werden, sondern wird mit der Annahme eines Niveaus, in dem die Geschwindigkeit 0 ist, abgeschätzt. Durch die spätere Kompensation des gesamten Massentransportes ist dieses Niveau bei den Berechnungen kein exaktes Nullniveau der Geschwindigkeit, sondern das einer konstanten, aber im allgemeinen kleinen Geschwindigkeit.

Die verschiedenen angenommenen Nullniveaus gehen auf die folgenden Betrachtungen zurück:

--Anhand von Wassermassenanteilen und Parameterprofilen können Nullniveaus der Geschwindigkeit bestimmt werden, die zwischen zwei Wassermassen verschiedener erwarteter Ausbreitungsrichtungen liegen. So liegt der Übergang von AAIW zu NADW etwa bei 1200 dbar. Die großräumige Ausbreitungsrichtung muß lokal nicht mit dem Geschwindigkeitsfeld übereinstimmen. Z.B. ist anstatt der allgemein nördlichen Ausbreitungsrichtung des AAIW nach direkten Messungen mit Floats (Boebel et al., 1993) die Ausbreitungsrichtung des AAIW bei 30°S am westlichen Rand eher südwestlich.

--Die Oceanus-Daten wurden von Warren&Speer (1991) benutzt, um die Tiefenwasserausbreitung im östlichen Becken zu bestimmen. Das dort benutzte Nullniveau ist je nach geographischem Gebiet unterschiedlich und wird hier für das östliche Becken beim Niveau Variabel-1 (Tab.5.1) benutzt.

--Untersuchungen von Mohn (1992) mit den SAVE- und M15/3-Daten ergaben im östlichen Becken ein Nullniveau von 1200 bzw. 1300 dbar. Dieses Niveau wurden über Wassermassenbetrachtungen und mit der Methode von Fiadeiro&Veronis (1982) bestimmt.

--Die schon weiter oben angesprochene Diskontinuität in den Wassermassencharakteristika bei einer potentiellen Temperatur von 2°C kann als Grenze zwischen NADW und AABW angesehen werden. Dies rechtfertigt im westlichen Becken ein Nullniveau bei $\Theta=2.0^{\circ}\text{C}$.

Die Lagen der so gewählten, räumlich variablen Nullniveaus sind in Tabelle. 5.1 zusammengefaßt.

Tabelle 5.1: Definition der räumlich variablen Nullniveaus. Druck P in dbar, Dichte in kg/m^3 ($\text{SIG2}=\sigma_2$, etc.), potentielle Temperatur (PT _{EM} , Θ) in °C.				
Nullniveau	8°S-15°S	15°S-21°S	21°S-25°S	25°S-30°S
Variabel-1	10.2°W bis 15.0°E, P=4000 16.2°W bis 10.2°W P=2400 35.2°W bis 16.2°W $\Theta=5.5\text{ml/l}$ 40.0°W bis 35.2°W P=1200	17.0°W bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.85$ 60.0°W bis 17.0°W $\text{SIG2}=36.70$	5.0°W bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.84$ 30.0°W bis 5.0°W $\text{SIG2}=36.85$ 60.0°W bis 30.0°W P=1400	7.0°E bis 20.0°E P=1800 0.0°W bis 7.0°E P=1700 60.0°W bis 0.0°W P=1850
Variabel-2	10.2°E bis 15.0°E P=4000 16.2°W bis 10.2°E P=2400 35.2°W bis 16.2°W $\text{PT}_{\text{EM}}=27.88$ 40.0°W bis 35.2°W P=9000	17.0°W bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.85$ 18.0°W bis 17.0°W $\text{SIG2}=36.70$ 29.5°W bis 18.0°W P=4450 32.0°W bis 29.5°W P=4200 60.0°W bis 32.0°W P=4500	5.0°W bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.84$ 18.0°W bis 5.0°W $\text{SIG2}=36.86$ 33.0°W bis 18.0°W P=4300 34.0°W bis 33.0°W P=4050 35.0°W bis 34.0°W P=3920 36.0°W bis 35.0°W P=3880 40.0°W bis 37.0°W P=3220 60.0°W bis 40.0°W P=1400	14.0°W bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.90$ 30.0°W bis 14.0°W $\text{SIG4}=45.94$ 37.5°W bis 30.0°W $\text{SIG2}=36.90$ 43.5°W bis 37.5°W $\text{SIG4}=45.94$ 60.0°W bis 43.5°W $\text{SIG2}=36.90$ 37.0°W bis 38.0°W P=3820
Variabel-3	10.2°W bis 15.0°E P=4000 16.2°W bis 10.2°W P=2400 35.2°W bis 16.2°W $\text{PT}_{\text{EM}}=2$ 40.0°W bis 35.2°W P=9000	18.0°W bis 20.0°E P=1300 29.5°W bis 18.0°W P=4450 32.0°W bis 29.5°W P=4200 36.8°W bis 32.0°W P=3500 60.0°W bis 36.8°W P=1400	10.5°E bis 20.0°E P=1500 9.0°E bis 10.5°E $\text{SIG4}=45.90$ 5.0°W bis 9.0°E P=1500 15.0°W bis 5.0°W P=1800 60.0°W bis 15.0°W $\text{SIG4}=45.96$	7.0°E bis 20.0°E P=1800 0.0°E bis 7.0°E P=1700 14.0°W bis 0.0°W P=1850 30.0°W bis 14.0°W $\text{SIG4}=45.94$ 37.5°W bis 30.0°W $\text{SIG2}=36.90$ 43.5°W bis 37.5°W P=3500 60.0°W bis 43.5°W $\text{SIG2}=36.90$
Variabel-4	10.2°W bis 15.0°E P=4000 16.2°W bis 10.2°W $\text{PT}_{\text{EM}}=4$ 35.2°W bis 16.2°W $\text{PT}_{\text{EM}}=2$ 40.0°W bis 35.2°W P=9000	18.0°W bis 20.0°E P=1450 60.0°W bis 18.0°W $\text{PT}_{\text{EM}}=2.0$	10.5°E bis 20.0°E $\text{SIG2}=36.84$ 9.0°E bis 10.5°E $\text{SIG4}=45.90$ 5.0°W bis 9.0°W $\text{SIG2}=36.86$ 15.0°W bis 5.0°W P=1800 39.0°W bis 15.0°W $\text{SIG4}=45.96$ 60.0°W bis 39.0°W P=1400	14.0°W bis 20.0°W $\text{SIG2}=36.90$ 30.0°W bis 14.0°W $\text{PT}_{\text{EM}}=2.0$ 37.5°W bis 30.0°W $\text{SIG2}=36.90$ 43.5°W bis 37.5°W $\text{PT}_{\text{EM}}=2.0$ 60.0°W bis 43.5°W $\text{SIG2}=36.80$
Variabel-5	10.2°W bis 15.0°E P=4000 16.2°W bis 10.2°W P=2400 35.2°W bis 16.2°W P=4000 40.0°W bis 35.2°W P=1200			

Zusätzlich zu diesen "sinnvollen" Niveaus wurden weitere rein systematisch gewählt, z.B. konstante Druckniveaus alle 400dbar oder das konstante Druckniveau, bei dem gerade der berechnete Massentransport über den Schnitt null ist, d.h. keine barotrope Kompensation nötig ist. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tabelle 5.2 zusammengefaßt. Einige Berechnungen ergaben eine nach heutigem Wissen unglaubliche Zirkulation. Deshalb werden im folgenden nur noch solche Nullniveaus weiter betrachtet, die einigen groben Annahmen über die allgemeinen Zirkulation entsprechen (in der Tabelle 7.2 sind die entsprechenden Wärmetransporte fett geschrieben). Diese Annahmen sind für die über den gesamten Schnitt integrierten Transporte:

- AABW fließt nordwärts,
- INADW fließt südwärts,
- der Transport von uNADW ist mindestens 5Sv südwärts,
- der gesamte Transport von NADW ist kleiner als 26 Sv und
- AAW fließt nordwärts.

Hierbei werden nicht die im vorigen Kapitel berechneten Wassermassenanteile benutzt, da sie nur bei den Rosettendaten vorliegen. Stattdessen werden, auch zur besseren Vergleichbarkeit, die Begrenzungen der Wassermassen durch Dichteflächen nach Roemmich benutzt.

Tabelle 5.2: Wärmetransporte in PW und südwärtiger Massentransport in Sv unterhalb des AAIW bei verschiedenen Nullniveaus, Wärmetransport mit "sinnvollen" Massentransporten sind **fett** geschrieben, davon sind Maxima (↑) und Minima(↓) des Wärmetransportes markiert.

Nr.	Nullniveau	11°S		19°S		23°S		30°S	
		Wtr	Vtr	Wtr	Vtr	Wtr	Vtr	Wtr	Vtr
01	baroklin	0.60	19.5	0.80	23.8	0.48	17.5	0.83	30.3
02	400. dbar	-0.31	23.5	0.51	25.8	0.69 ↑	24.1	1.07	40.9
03	800. dbar	0.41	17.7	0.60	24.8	0.42	16.1	0.70	29.1
04	1200. dbar	0.90	25.4	0.77	26.3	0.39	15.7	0.55	24.6
05	1600. dbar	1.10	29.0	0.89	24.8	0.46	16.5	0.50	23.2
06	2000. dbar	1.15	29.7	0.93	24.6	0.50	17.2	0.48	22.9
07	2400. dbar	1.07	28.6	0.91 ↑	24.8	0.48	17.5	0.44	22.6
08	2800. dbar	0.97	27.3	0.89	25.0	0.45	17.7	0.41	22.2
09	3200. dbar	0.89	26.5	0.88	25.0	0.43	17.8	0.40	21.4
10	3600. dbar	0.84	27.7	0.83	24.7	0.41	18.1	0.37 ↓	19.8
11	4000. dbar	0.78	28.8	0.76	24.0	0.36	18.0	0.39	18.5
12	4400. dbar	0.74	28.1	0.71	22.9	0.32 ↓	16.4	0.41	17.7
13	4800. dbar	0.74	27.0	0.68	21.5	0.32	15.1	0.42	18.1
14	5200. dbar	0.77	26.8	0.70	23.0	0.34	15.7	0.43	18.2
15	Max. Tiefe	0.82	29.1	0.72	24.6	0.37	16.5	0.43	18.2
16	1050. dbar	0.74	22.3	0.72	25.9	0.38	15.9	0.59	25.9
17	1300. dbar	0.96	26.5	0.81	26.0	0.40	15.6	0.53	24.2
18	4600. dbar	0.73 ↓	27.7	0.69 ↓	22.1	0.32	15.7	0.42	17.9
19	$\sigma_\theta=27.00 \text{ kg/m}^3$	-0.18	20.4	0.50	26.5	0.49	19.0	0.84	32.1
20	$\sigma_\theta=27.40 \text{ kg/m}^3$	0.69	21.5	0.70	25.7	0.39	16.4	0.60 ↑	25.1
21	$\sigma_\theta=27.70 \text{ kg/m}^3$	1.06	28.3	0.87	25.3	0.46	16.5	0.50	23.0
22	$\sigma_\theta=27.86 \text{ kg/m}^3$	1.01	27.9	0.92	25.1	0.48	17.6	0.45	21.2
23	$\sigma_\theta=36.90 \text{ kg/m}^3$	1.15	29.7	0.93	24.9	0.51	17.4	0.49	23.0
24	$\sigma_\theta=37.07 \text{ kg/m}^3$	0.85 ↑	27.6	0.86	24.7	0.42	17.8	0.40	20.6
25	$\sigma_\theta=45.92 \text{ kg/m}^3$	0.78	28.4	0.77	23.2	0.38	17.7	0.40	19.8
26	$\theta=2.10 \text{ }^\circ\text{C}$	0.84	28.0	0.87	24.8	0.42	17.8	0.40	21.4
27	$\theta=2.00 \text{ }^\circ\text{C}$	0.83	27.4	0.85	24.0	0.41	17.1	0.40	20.5
28	$\theta=1.90 \text{ }^\circ\text{C}$	0.82	27.8	0.82	23.2	0.40	17.1	0.39	20.3
29	$\text{O}_2=4.50 \text{ ml/l}$	1.01	27.4	0.84	25.6	0.42	15.7		
30	baro1200.00	0.59	19.5	0.80	23.8	0.49	17.7	0.83	30.4
31	variabel 1	0.83	27.1	0.79	25.1	0.41	15.8	0.50	22.8
32	variabel 2	0.80	27.5	0.74	25.0	0.36	17.2	0.46	21.6
33	variabel 3	0.81	28.2	0.90	27.0	0.41	18.3	0.48	21.7
34	variabel 4	0.84	29.3	0.87	25.7	0.44	17.6	0.48	22.4
35	variabel 5	0.83	27.1						

5.3 Fehlerabschätzung

Im folgenden werden die Ungenauigkeiten in der Berechnung des mittleren Wärmetransportes behandelt.

5.3.1 Der Einfluß räumlicher Auflösung

Ein Fehler in der Berechnung rührt daher, daß das Integral über den gesamten Schnitt mit einer Summe angenähert wird. Anders ausgedrückt ist es der Fehler als Folge einer ungenügenden horizontalen und vertikalen Auflösung. Um diesen Fehler abzuschätzen, wurde zum einen nur jede zweite oder dritte Station eines Schnittes für die Berechnung benutzt. Zum anderen wurden CTD-Profile auf gröbere Druckabstände reduziert und auch mit den auf 10dbar interpolierten Schöpferdaten verglichen. Die auf diese Weise berechneten Wärmetransporte sind in Tab. 5.3 zusammengefaßt.

Tabelle 5.3: Wärmetransporte bei Reduzierung der räumlichen Auflösung, Nullniveau ist jeweils 1200 dbar (standard1 sind die 33 Standardtiefen von Meteor 25/27, bei standard2 sind diese auf 151 Stufen erweitert)				
benutzte Daten	Wtr. 11°S	Wtr. 19°S	Wtr. 23°S	Wtr. 30°S
CTD 2 dbar	0.90	0.77	0.39	0.55
CTD 10 dbar	0.91	0.77	0.39	0.55
" jede 2.	1.05	0.70	0.40	0.68
" jede 3.	0.60	0.61	0.47	0.87
CTD 25 dbar	0.91	0.78	0.40	0.57
CTD 50 dbar	0.97	0.78	0.42	0.58
CTD standard1	0.85	0.85	0.42	0.57
CTD standard2	0.91	0.77	0.41	0.56
ROS 10 dbar	0.85	0.67	0.40	0.51
ROS standard2	0.86	0.67	0.41	0.52

Bei geringerer horizontaler Auflösung erreicht der Fehler bei jeder zweiten Station Werte bis 0.14 PW, bei jeder dritten Station schon Werte bis zu 0.32 PW. Dabei kann keine Regelmäßigkeit erkannt werden. So nimmt der Wärmetransport bei 19°S mit abnehmender horizontaler Auflösung ab, bei 30°S aber zu. Die größten Fehler treten erwartungsgemäß auf, wenn die horizontale Auflösung sehr grob gewählt wird, wie es z.B. bei den früheren Datensätzen (IGJ, Meteor 1925) der Fall war. Bei den früheren Daten (etwa 2.5 mal schlechtere Auflösung) ist also mit einem Fehlerbereich von etwa 0.2 PW zu rechnen. Als Abschätzung für den Fehler der vorliegenden Auflösung (im Vergleich zu einer unendlich feinen Auflösung, d.h. zum Integralwert) wird die Hälfte des mittleren Unterschiedes aller Schnitte bei Berechnung mit jeder und mit jeder zweiten Station benutzt. Dieses Fehler beträgt 0.04 PW, verglichen mit den anderen Fehlern ist er sehr gering.

Trotz einer vertikalen Auflösung der Schöpferdaten von bis zu 36 Werten pro Station beträgt die Differenz im Wärmetransport in einem Fall etwa 0.1 PW oder etwa 15% des Gesamttransportes. Parametertransporte, die nur aus Rosettendaten berechnet werden können, sind daher mit einem größeren Fehler behaftet als Transporte aus CTD-Daten.

Da bei den derzeitigen Meßprogrammen eine noch höhere vertikale Auflösung (mehr als 36 Schöpfer) nur schwer zu bewerkstelligen ist, könnte man versuchen, den Fehler durch eine auf CTD-Da-

ten beruhende Interpolation der Schöpferwerte zu verringern. Für zukünftige Meßprogramme wären noch in-situ Meßsensoren für andere Parameter an der CTD, ähnlich wie der schon fast zum CTD-Standard gehörende Sauerstoffsensor, von großem Vorteil. In dieser Arbeit wird aber, außer zur Interpolation großer Datenlücken, eine einfache Lagrangesche Interpolation der Schöpferwerte einer Station benutzt.

5.3.2 Der Einfluß des Bodendreieckes

Eine weitere Fehlerquelle resultiert daraus, daß man den Transport zwischen der tiefsten gemeinsamen Tiefe zweier Stationen und dem Meeresboden abschätzen muß. Für diese Abschätzung wird angenommen, daß das Bodenprofil zwischen 2 Stationen eine Gerade ist und daß Temperatur, Salzgehalt und weitere Parameter des flacheren Profils sich so verhalten, daß die Differenz zu dem tieferen Profil innerhalb einer gewissen Abklingtiefe linear auf 0 abnimmt. Die Geschwindigkeit nimmt dann innerhalb der Abklingtiefe bis auf 0 ab. Von der tiefsten gemessenen Tiefe bis zum Boden werden alle Parameter als konstant angenommen. Für die Berechnungen wurde allgemein ein Abklingtiefe von 500 dbar benutzt. Die Differenzen zu anderen Abklingtiefen sind in Tab. 5.4 dargestellt. Als Fehler dieser Abschätzung kann also etwa 0.02 PW angenommen werden. Anzumerken ist noch, daß bei größerem Stationsabstand der Extrapolationsfehler größer wird.

Tabelle 5.4 : Wärmetransporte bei verschiedener Abklingtiefe, Nullniveau aller Schnitte =1200dbar				
Abklingtiefe	Wtr. 11°S	Wtr. 19°S	Wtr. 23°S	Wtr. 30°S
0 dbar	0.95	0.79	0.41	0.56
500 dbar	0.91	0.77	0.39	0.55
1000 dbar	0.90	0.77	0.39	0.55
10000 dbar	0.90	0.78	0.39	0.55

5.3.3 Der Einfluß der Ekman-schicht

Die Tiefe der Ekman-Schicht ist eine weitere Fehlerquelle. Diese Tiefe kann aus Temperatur- und Salzgehaltsprofilen abgeschätzt werden. Die Literaturwerte bewegen sich dabei zwischen 40m in hohen und mehr als 100m in niederen Breiten. In dieser Arbeit wird allgemein eine Ekmantiefe entsprechend 50 dbar angenommen, als resultierender Fehler wird die Differenz zwischen den Transporten mit einer Ekmantiefe entsprechend 20dbar und 100 dbar genommen.

Als Windschubdaten werden die Jahresmittelwerte von H&R genommen. Die Jahresmittelwerte werden anstatt der zum Schnitt gehörigen Monatsmittelwerte benutzt, weil man an mittleren Transporten interessiert ist und die hydrographischen Daten in verschiedenen Monaten und Jahren erfaßt wurden. Isemer & Hasse (1985) haben neuere Berechnungen des Windstresses im Nordatlantik durchgeführt. Bei 15°N erhöhte sich dabei der mittlere ostwärtige Windstreß von 0.9 dyn/cm^{-2} (H&R) auf 1.2 dyn/cm^{-2} , mit einer entsprechenden Erhöhung des Ekmantransportes. Differenzen im Sverdrup-Transport sind nach Böning et al. (1991) bis zu 11 Sv groß. Die Ungenauigkeiten im Windfeld sind demnach groß. Da im Südatlantik keine Daten von Isemer & Hasse (1985) vorliegen, wird als Abschätzung der Fehler im H&R Windstreß zu 0.1 dyn/cm^{-2} angenommen. Für den Wärmetransport wird dabei eine Temperaturdifferenz von 20°C angenommen.

Modelluntersuchungen mit einem hochauflösenden CME-Modell von Böning (1992) im tropischen Südatlantik ergaben, daß Jahresschwankungen des Ekmantransportes, trotz Amplituden von bis zu 2.5 PW, wahrscheinlich nur einen geringen Einfluß auf den mittleren Wärmetransport aus hydrographischen Schnitten haben. Der entsprechende Fehler wird zu 5% des Jahresgangs abgeschätzt. Für die Fehlerberechnungen wurde der Ekman-Volumentransport eines Schnittes jeweils durch eine stationsunabhängige barotrope Geschwindigkeit ausgeglichen.

Tabelle 5.5: Angaben zur Fehlerabschätzung des Ekmantransportes. Alle Angaben in PW, als minimaler Fehler wird 0.01 PW angenommen				
nicht massenkompensierte Ekman-Wärmetransporte				
	Wtr. 11°S	Wtr. 19°S	Wtr. 23°S	Wtr. 30°S
Ekman tiefe=200dbar	-1.01	-0.53	-0.30	-0.025
Ekman tiefe=100dbar	-1.20	-0.59	-0.34	-0.028
Normalberechnung (50dbar)	-1.28	-0.64	-0.37	-0.031
Ekman tiefe=20dbar	-1.29	-0.65	-0.37	-0.030
Fehler im massenkompensierten Ekman-Wärmetransport				
aus Ekman tiefe	0.10	0.05	0.04	0.01
$\pm 1 \text{ dyn/cm}^2$	0.16	0.09	0.08	0.07
$\pm 5\%$ Jahresgang	0.02	0.02	0.01	0.01
mittlerer Gesamtfehler	0.19	0.10	0.09	0.07

5.3.4 Der Einfluß verschiedener Nullniveaus

Der Fehler aus dem unbekannten barotropen Anteil kann aus Tabelle 5.2 abgeschätzt werden. Die Differenz zwischen maximalem und minimalem Wärmetransport mit "sinnvoller" Zirkulation ist, je nach Schnitt zwischen 0.12 PW, 0.32 PW, 0.37 PW und 0.27 PW. Die große Differenz von 0.37 PW kommt von einem einzelnen Wert mit einem Nullniveau von 400 dbar bei 23°S. Als für die Berechnung typischen Wert nehme ich daher 0.32 PW, d.h. einen Fehler von ± 0.16 PW.

Als weitere grobe Abschätzung kann die vertikal integrierte potentielle Temperatur über den Schnitt betrachtet werden, wie sie in Abb. 5.1 angegeben ist. Typische Differenzen zwischen dem zonalen Mittel und der lokalen tiefenintegrierten Temperatur außerhalb der Schelfbereiche sind etwa 2°C. Ein unberücksichtigter barotroper Volumentransport von 10 Sv hätte somit einen Fehler von 0.08 PW zur Folge.

Die Temperaturdifferenzen zwischen Schelf und tiefem Ozean sind größer und können bis zu 10°C betragen. Eine Unterschätzung des barotropen Transportes auf dem Schelf von 10Sv würde einen Fehler von 0.4 PW hervorrufen. Da die Querschnittsfläche über dem Schelf aber klein ist, sind hohe Geschwindigkeiten erforderlich, um auf den Volumentransport zu kommen, z.B. ein starker westlicher Randstrom auf dem Schelf. Dies würde aber nicht mit den beobachteten Randstrom übereinstimmen. Nimmt man als Fehler etwa 30% des Randstromtransportes an, ergäbe dies einen typischen Wert für das gesamte Gebiet von 2Sv. Der Fehler ist dann 0.08 PW. Addiert man hierzu den Fehler im tiefen Ozean, kommt man auf 0.16 PW. Das ist derselbe Wert, der auch aus den verschiedenen Nullniveaus abgeleitet wurde.

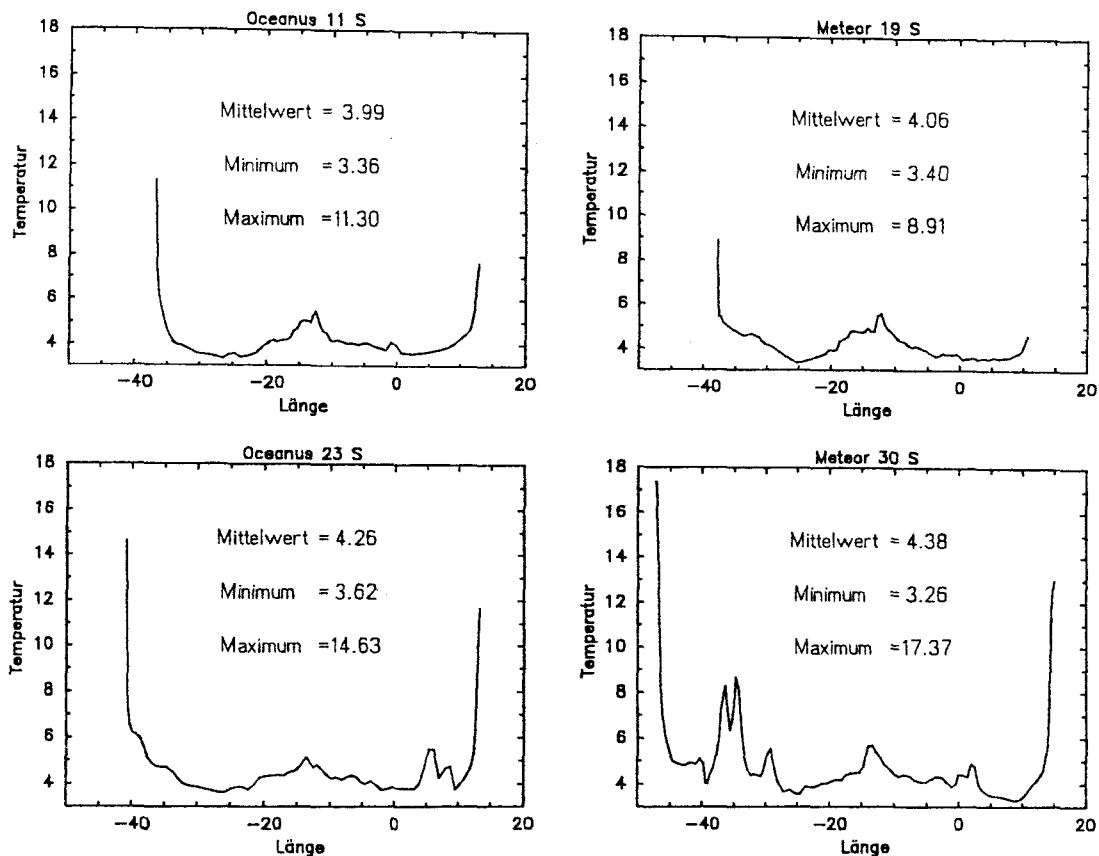


Abb. 5.1: Vertikal gemittelte potentielle Temperatur in Abhängigkeit von der geographischen Länge der 4 Schnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S.

5.3.5 Der Einfluß von Meßungenauigkeiten

Der Fehler der aus Ungenauigkeiten in den hydrographischen Daten herrührt, wird als vernachlässigbar angesehen. Die Daten sind von sehr hoher Qualität, und außerdem ergaben Berechnungen mit nur laborkalibrierten Daten der M15/3 und M22/5 Reise und Berechnungen mit der endgültigen Kalibrierung fast identische Resultate (Unterschiede < 0.01 PW).

5.3.6 Der Einfluß von Temperaturänderungen

Bei der Berechnung des Wärmetransportes wird davon ausgegangen, daß der betrachtete Schnitt repräsentativ für einen längeren Zeitraum (mindestens 1 Jahr) ist. Die zeitliche Variabilität wird also nicht berücksichtigt. Wenn man davon ausgeht, daß der Einfluß von kleinräumiger Variabilität, z.B. Wirbel, teilweise durch die großräumige Integration reduziert wird und der verbleibende Rest in der Fehlerbetrachtung wegen räumlicher Auflösung mitberücksichtigt wird, so ist hier nur die großräumige Variabilität zu berücksichtigen. Da über die zeitliche Variabilität der großräumigen Zirkulation wenig bekannt ist, wird diese als konstant angesehen, und ich beschränke mich auf den Einfluß von Temperaturänderungen in Zusammenhang mit der meridionalen Umwälzbewegung.

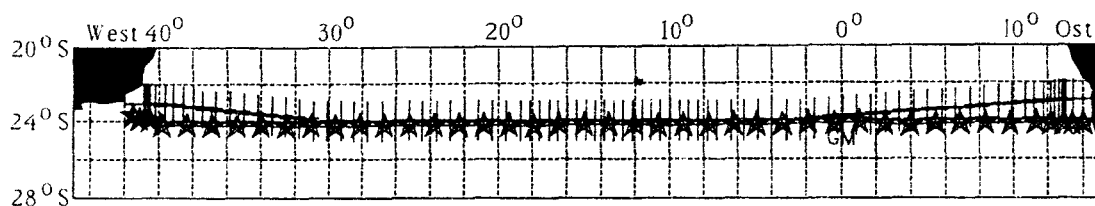


Abb. 5.2a: Positionen von Oceanus 133 (+) und IGJ (*) Daten bei etwa 24°S.

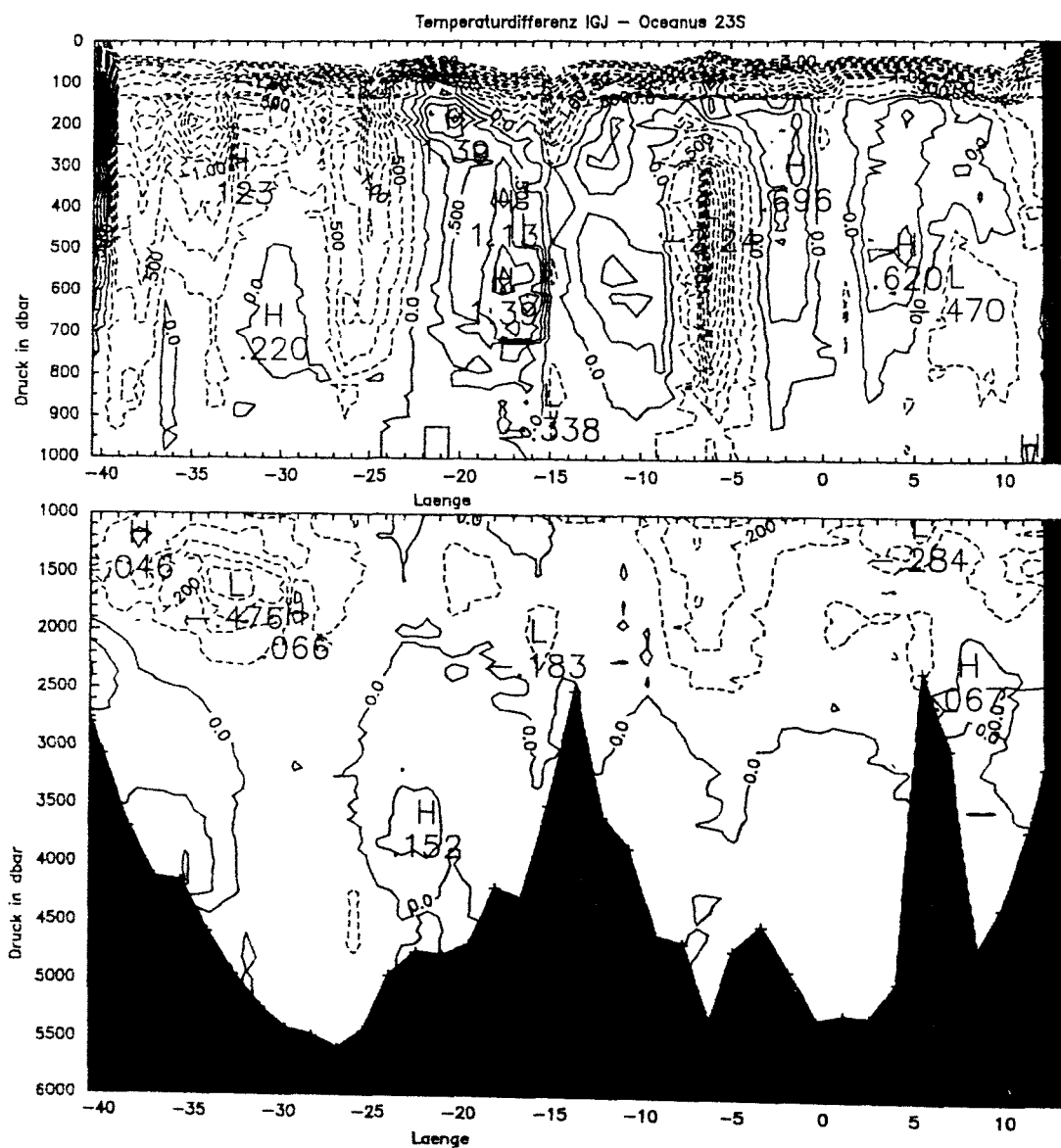


Abb. 5.2b: Temperaturdifferenzen zwischen IGJ-Daten von 1958 und Oceanus 133 Daten von 1983 bei etwa 23°S. Negative Werte bedeuten höhere Temperaturen 1983 als 1958. Konturintervall ist 0.25°C oberhalb 1000dbar und 0.1°C unterhalb.

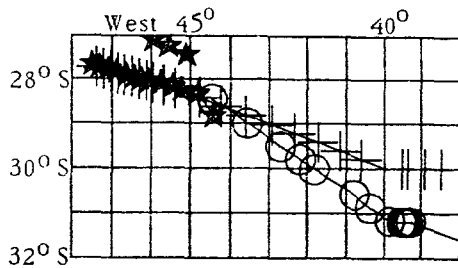


Abb. 5.3a: Positionen von CTD-Stationen der Meteor-Fahrten M22/3 (*), M22/4 (o) und M22/5 (+).

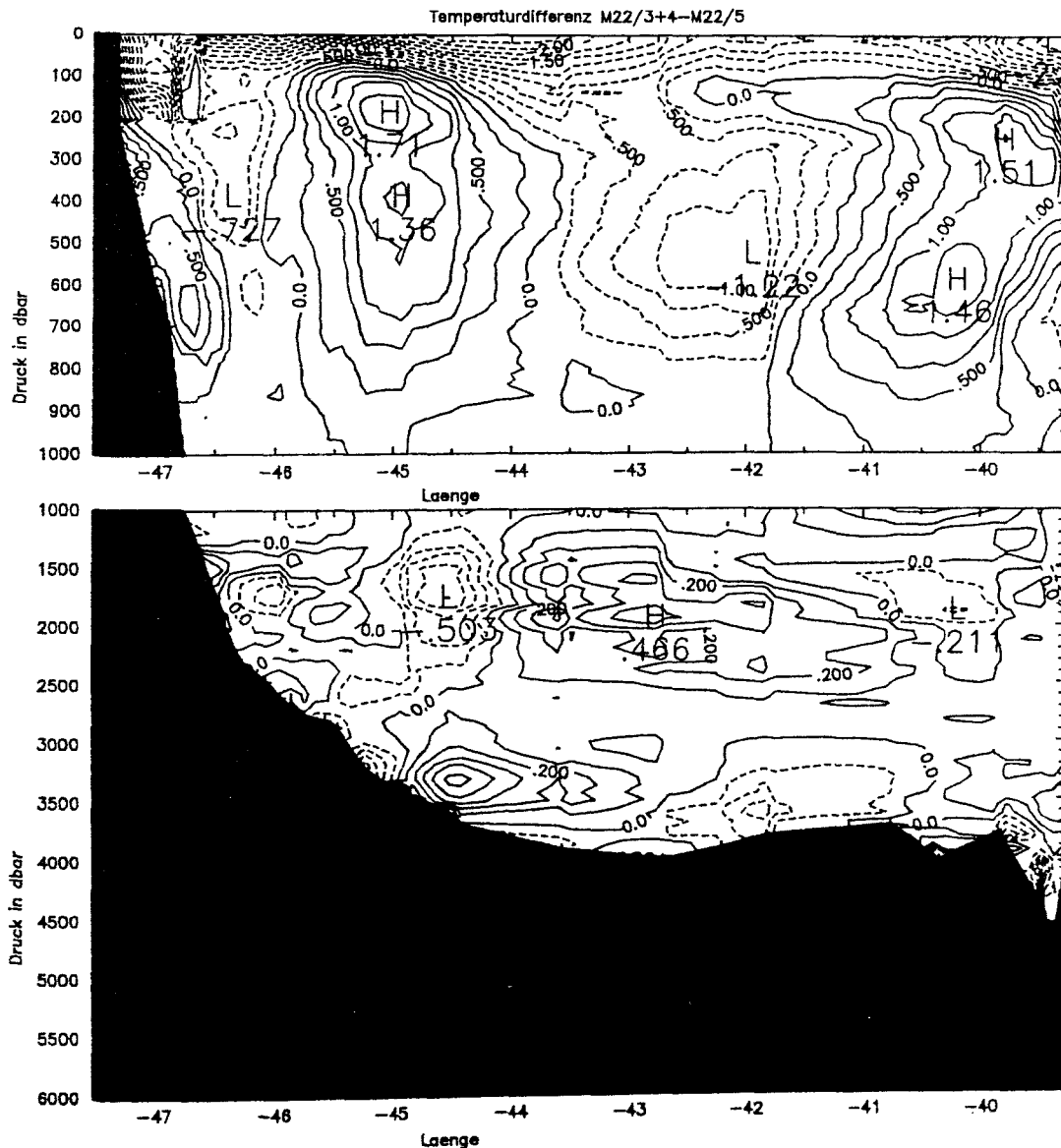


Abb. 5.3: Temperaturdifferenzen zwischen Meteor 22/3+4 und Meteor 22/5 Daten von Januar bzw. März 1993 bei etwa 30°S. Negative Werte bedeuten höhere Temperaturen in März als im Januar. Konturintervall ist 0.25°C oberhalb 1000dbar und 0.1°C unterhalb.

Da Teile der älteren Schnitte mit den neueren wiederholt wurden, können durch einen Vergleich dieser Abschnitte Veränderungen in den Temperaturverteilungen erkannt werden. Dazu wurden die Daten der neueren Schnitte, ohne Berücksichtigung von Breitendifferenzen, auf die Längen und Tiefenwerte naheliegender älterer Schnitte interpoliert. Die maximal dabei erlaubte Breitendifferenz zwischen den einzelnen Stationen beträgt dabei 1.5° . Tab. 5.6 faßt die so vergleichbaren Schnitte zusammen, wobei mindestens ein Schnitt mit einer CTD hochaufgelöst erfaßt wurde. Da es hier nur auf eine Größenabschätzung der Variabilität der Temperatur ankommt, wird nicht näher auf die Genauigkeit des Verfahrens eingegangen.

Tab. 5.6 : Schnitte die auf etwa gleichen Positionen liegen und so zum Bestimmen zeitlicher Veränderungen benutzt werden können.	
Zeitspanne	Schnitte
1958-1983	IGJ-24°S und Oceanus 23°S über die gesamte Länge
1925-1983	Meteor 1925/27 bei 24°S und Oceanus 23°S westlich von 30°W
1925-1993	Meteor 1925/27 bei 28°S und Meteor 22/5 bei 30°S westlich von 30°W
1988-1993	Save-4 und Meteor M22/5 östlich von 4°W.
1991-1993	M15/1+2, M22/4+5 am westlichen Rand

Die zeitliche Variabilität in der Temperatur beträgt im Bereich des NADW bis etwa 0.5°C und in Oberflächennähe bis zu 3°C . Bei einem Massentransport von $15 \cdot 10^6 \text{ t/s}$ im Bereich des NADW und zeitlich gleich bleibenden Geschwindigkeitsfeld macht dies einen Unterschied von 0.03 PW aus. Nimmt man denselben Massentransport für die Oberflächenschicht an, so ist die Differenz 0.18 PW. In dieser einfachen Abschätzung ist nicht berücksichtigt, daß durch diese Temperaturänderungen sich auch die mittlere Temperatur über den gesamten Schnitt ändert.

5.3.7 Der Gesamtfehler

Die mittleren quadratischen Gesamtfehler sind 0.31 PW (11°S), 0.26 PW (19°S), 0.26 PW (23°S) und 0.25 PW (30°S). Die hauptsächlichen Fehler sind dabei Unsicherheiten im Ekman-Anteil (bis zu 0.19 PW), die zeitliche Variabilität (0.18 PW) und die Ungewißheit im barotropen Geschwindigkeitsfeld (0.16 PW). Durch die neueren hochaufgelösten Datensätze wird der Fehler aber im Vergleich zu früheren Daten geringer, falls man die gleiche Fehlerabschätzung anwendet.

Der Hauptfehler, besonders in den niederen Breiten, ist die Unsicherheit im Ekmantransport. Genauere Kenntnis der Windschubspannung und vielleicht das Einbeziehen von schiffsgebundenen ADCP-Daten könnten hier den Fehler minimieren.

Um die Unsicherheiten aus der zeitlichen Variabilität der Temperatur zu verringern, werden längerfristige, großräumige Messungen, insbesondere der oberen 1000m der Wassersäule, benötigt. Solche Messungen stehen bisher im Südatlantik nicht zur Verfügung, es laufen aber Meßprogramme mit XBT's, die hierbei hilfreich sein können.

Durch eine bessere Bestimmung des barotropen Anteils mittels direkter Strömungsmessungen und Anwendung einer inversen Methode, wie im nächsten Kapitel beschrieben, kann der barotrope Fehler um maximal 0.16 PW reduziert werden. Auch wenn der Fehler nur um 50% reduziert werden kann, ist der 'hydrographische' Fehler dann überall kleiner oder gleich dem Fehler im Ekmantransport.

5.4 Ergebnisse

Faßt man die "sinnvollen" Ergebnisse aus Tabelle 5.2 zusammen, so ergibt sich bei 11°S und 19°S ein Wärmetransport von 0.81 PW, bei 23°S von 0.42 PW und bei 30°S von 0.46 PW. Auch viele der Wärmetransporte mit nicht "sinnvoller" Zirkulation liegen in dem angegebenen Fehlerbereich des barotropen Anteils von ± 0.16 PW.

Der barotrope Anteil aus diesen Berechnungen, bestimmt aus der Differenz des gesamten Wärmetransportes zum baroklinen Wärmetransport, ist somit bei 11°S nordwärts gerichtet. Bei 19°S ist er etwa Null. Südlich davon ist er dann südwärts gerichtet und bei 30°S stärker als bei 23°S.

Stark vereinfacht kann dieses Verhalten mit einem nordwärtigen Randstromtransport bei 11°S und einen bei etwa 19°S anfangenden und dann stärker werdenden Brasilstrom erklärt werden. Der barotrope Anteil des Wärmetransportes bei 30°S entspricht etwa 10 Sv Volumentransport, wenn der Randstromtransport eine um 10°C höhere Temperatur gegenüber dem zonalen Mittel hat. Diese Vereinfachung, den barotropen Anteil des Wärmetransportes nur durch den Randstrom zu erklären, deckt sich weitestgehend mit der bekannten großräumigen Zirkulation.

Ein wichtiger Prozeß ist die meridionale Umwälzbewegung oder –entsprechend– der südwärtige Transport von NADW. Um diesen in einer Zahl zusammenzufassen, wurde die Summe der Transporte aller Schichten mit südwärtigem Transport unterhalb des AAIW berechnet und als Maß für den NADW-Transport genommen. Ein Großteil dieser Umwälzbewegung ist schon durch den baroklinen Anteil vorgegeben, die Werte sind in Tab. 5.2 angegeben. Wie schon beim Wärmetransport unterscheiden sich die Niveaus mit "sinnvoller" Zirkulation auch nur wenig in der Umwälzrate.

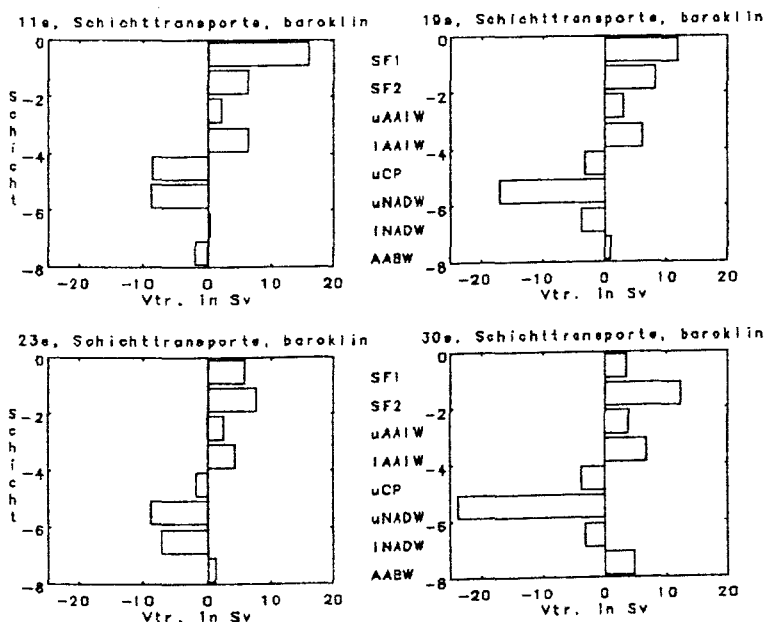


Abb. 5.4: Volumentransporte in den von Roemmich definierten Dichteschichten bei barokliner Berechnung (d.h. die vertikal gemittelte Geschwindigkeit zwischen 2 Stationen ist immer gleich Null).

In der Stärke und der Aufteilung auf die Wassermassen unterscheidet sich der barokline Volumentransport zwischen den verschiedenen Schnitten stark, wie man aus Abb. 5.4 entnehmen kann. Beim Vergleich der Schichttransporte mit "sinnvoller" Zirkulation hat nur der 23°S-Schnitt eine im Vergleich zu den anderen 3 Schnitten unterschiedliche vertikale Zirkulation. Die Stärke der Umwälzbewegung nimmt von Norden nach Süden hin ab (27Sv bei 11°S, 25 Sv bei 19°S, 22 Sv bei 30°S).

Dies entspricht einem konstanten Auftrieb von etwa $4 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ durch die obere Begrenzung des NADWs.

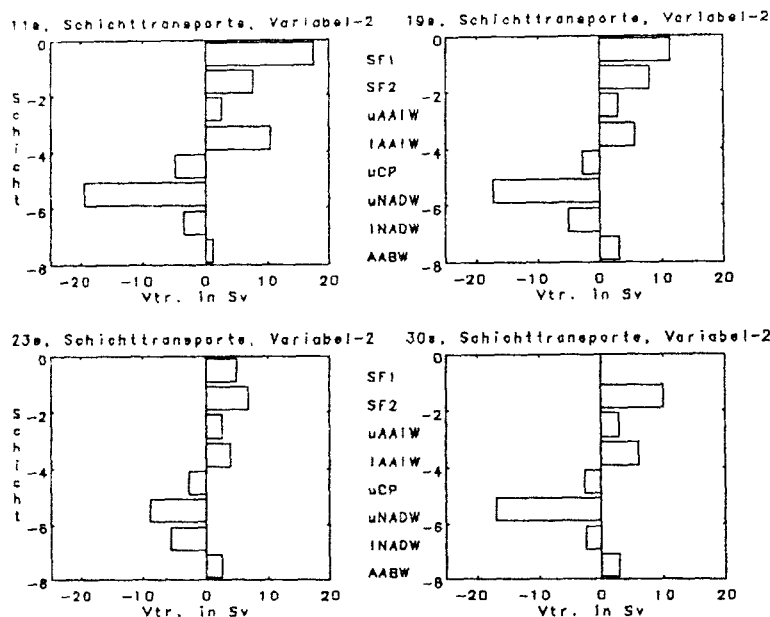


Abb. 5.5: Volumentransporte in den von Roemmich definierten Dichteschichten bei Berechnung mit dem Niveau Variabel-2.

Während die Transporte der Schnitte bei 11°S, 19°S und 30°S sehr ähnlich sind, unterscheidet sich der Transport bei 23°S von den anderen besonders im oberen NADW.

Im Gegensatz dazu steht der mit 17 Sv nur geringe Transport bei 23°S. Der Hauptgrund für dieser Differenz ist im Transport von oberem NADW zu finden. Der 23°S-Schnitt ergibt hier nur Transporte kleiner als 10 Sv, während diese bei den anderen Schnitten im allgemeinen größer als 15 Sv sind.

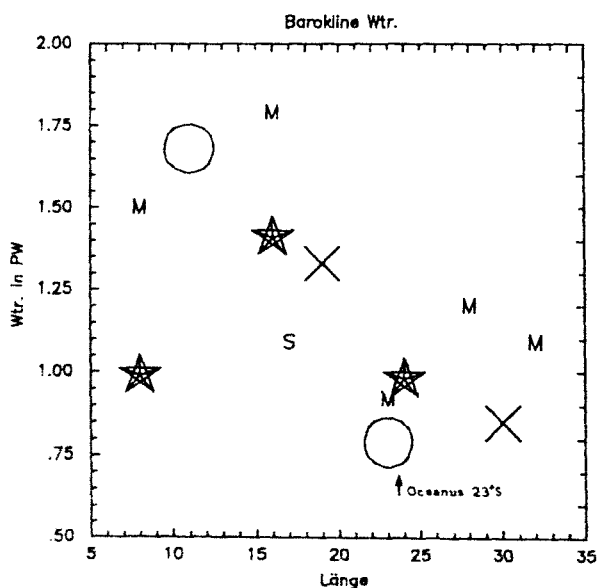


Abb. 5.6: Barokline Wärmetransporte verschiedener Schnitte ohne Ekmananteil.

M = Meteor 1925/27; S = Save-2
* = IGJ ; x = M15/3 und M22/5
o = Oceanus 133

Der Unterschied in den Umwälzraten schlägt sich auch in den Wärmetransporten nieder. Vergleicht man die Ergebnisse des 19°S- und 23°S-Schnittes, so ist die Differenz im Wärmetransport beider Schnitte etwa 0.4 PW, was grob geschätzt einem Oberflächenwärmefluß zwischen den beiden Schnitten von 120 W/m^2 in den Ozean entspräche. Nach Daten von Bunker (1988) ist aber der mittlere Oberflächenwärmefluß zwischen 19°S und 23°S kleiner 50 W/m^2 . Es ist wahrscheinlich,

daß der hier berechnete hohe Oberflächenfluß ein Resultat des Vergleiches von zwei nicht konsistenten hydrographischen Situationen ist.

Betrachtet man zusätzlich den baroklinen Anteil des Wärmetransportes der IGJ-Schnitte und der Meteor-Expedition von 1925/27, die mit den neueren Daten in Bild 5.3 aufgetragen sind, so ist auch in diesem Vergleich der Wärmetransport des Oceanus-Schnittes bei 23°S sehr gering.

Die Fehler in der Berechnung einzelner Schnitte führen zu einem Fehler in der Differenz der Wärmetransporte zwischen 19°S und 23°S von 0.25 PW wegen zeitlicher Variabilität, 0.23 PW durch Ungenauigkeiten im barotropen Anteil und von 0.13 PW durch die Ungewißheiten im Ekman-Anteil. Der Anteil der weiteren Fehlerquellen ist 0.05 PW und somit zu klein um die Diskrepanz zu den Werten von Bunker (1988) zu erklären.

Im folgenden Kapitel wird versucht mittels einer inversen Methode die Wassermassentransporte der einzelnen Schnitte anzugleichen und durch Hinzufügen weiterer Informationen den Fehler im barotropen Anteil zu minimieren. Dort wird dann auch näher auf die Ursache des hier vorgefundenen großen Oberflächenwärmeflusses eingegangen.

6. Inverse Berechnungen

Bei der hier angewandten inversen Berechnung werden die unbekannten barotropen Geschwindigkeiten über Erhaltungsgleichungen bestimmter Parameter in abgeschlossenen Boxen berechnet. Eine Beschreibung der Methode findet man bei Wunsch (1978), Fu(1982) und Macdonald. Kurz zusammengefaßt wird bei der Methode ein lineares Gleichungssystem der Unbekannten \vec{x} (meistens die barotropen Geschwindigkeiten) aufgestellt:

$$\vec{A} \vec{x} = \vec{b}$$

und mit Hilfe einer Eigenwertzerlegung gelöst.

Auf die einzelnen Gleichungen wird im folgenden eingegangen, dabei wird nur bei den Erhaltungsgleichungen explizit auf den mathematischen Formalismus eingegangen, ansonsten werden nur die physikalischen Zusammenhänge und die zugrundeliegenden Annahmen vorgestellt. Es folgt eine kurze Beschreibung der Methode zur Lösung des Gleichungssystems. Danach wird auf die Einflüsse verschiedener Parameter des Inverssystems auf die berechneten Wärmetransporte eingegangen. Zum Schluß werden zusammenfassend die Wärmetransporte diskutiert.

6.1 Erhaltungsgleichungen

Da wir von einem stationären Zustand ausgehen, gilt für jedes geschlossene Volumen die Massenerhaltung. Die vertikalen Begrenzungen dieser Volumina werden gebildet von hydrographischen Stationen oder Küsten, die horizontalen durch Dichteflächen, die Wasseroberfläche oder den Boden. Im folgenden bezieht sich die Bezeichnung "Box" auf die horizontale Aufteilung. Die vertikalen Aufteilungen werden als "Schichten" bezeichnet.

Der Massentransport durch die horizontalen Begrenzungen wird auf 0 gesetzt. Dies bedeutet, daß innerhalb einer Schicht zwar Vermischung stattfinden kann, aber nicht zwischen zwei angrenzenden Schichten. Mit der Wasseroberfläche als einer horizontalen Begrenzung folgt daher, daß der Massentransport durch Niederschlag, Verdunstung und Landabfluß vernachlässigt wird.

Wie schon bei der Bestimmung der Dichtegrenzen über die Wassermassenanteile bemerkt wurde, kann dies nur als Näherung für die tatsächlichen Prozesse benutzt werden. Gerade die hier interessierenden großräumigen Transporte (z.b. Wärmetransport) werden durch Absinken von Wassermassen in hohen Breiten und langsamen Auftrieb in den anderen Gebieten angetrieben. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich aber nicht über Breiten, wo Absinken in größere Tiefen mit Wassermassenbildung stattfindet. Daher kann hier diese Näherung benutzt werden.

Im vorigen Kapitel wurde die Geschwindigkeit schon aufgeteilt in einen baroklinen, einen barotropen und einen Ekman-Anteil. Der aus den vorliegenden Daten nicht direkt bestimmbare barotrope Anteil wird hier weiter unterteilt:

$$\vec{u} = \vec{u}_{lm} + \vec{u}_{inv}$$

Der erste Anteil wird durch die Annahme eines Nullniveaus der Geschwindigkeit festgelegt, der zweite soll mittels der inversen Methode bestimmt werden. Die Geschwindigkeit \vec{u}_{inv} soll möglichst klein sein. Auf eine genauere Definition von 'möglichst klein' wird weiter unten eingegangen. Zur Vereinfachung werden in diesem Kapitel die bekannten Anteile der Geschwindigkeit zusammengefaßt und als \vec{u}' bezeichnet, \vec{u}_{inv} wird im folgenden als \vec{u} bezeichnet.

Als neue Koordinate x wird die Entfernung entlang der horizontalen Begrenzungen eingeführt, x_1 ist dabei Anfangspunkt, x_2 Endpunkt einer geschlossenen Box. Die Massenerhaltung einer Box mit Schichtgrenzen z_1, z_2 ist damit:

$$\int_{x_1}^{x_2} \int_{z_1}^{z_2} \rho (\bar{u} + u') \delta z \delta x = 0$$

Das Integral über x wird ersetzt durch eine Summe über die Stationspaare $i=1, n$ (mit Geschwindigkeit u_i). Etwas umformuliert ergibt dies:

$$\sum_{i=1}^n \int_{z_1}^{z_2} \rho_i u_i' \delta z + \sum_{i=1}^n \bar{u}_i \int_{z_1}^{z_2} \rho_i \delta z = 0$$

Wir definieren:

$$b = - \sum_{i=1}^n \int_{z_1}^{z_2} \rho_i u_i' \delta z, \quad a_i = \int_{z_1}^{z_2} \rho_i \delta z$$

Mit Erweiterung auf mehrere Schichten $j=1, m$ erhält man:

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m a_{ij} \bar{u}_i = b_j \quad \text{bzw. in Matrixform: } \vec{A} \vec{u} = \vec{b}$$

Eine andere Möglichkeit ergibt sich aus den berechneten Wassermassenanteilen. Anstatt Massenerhaltung zwischen 2 Dichteflächen zu fordern, kann auch die Erhaltung der einzelnen, mit der Multi-parameter-Analyse bestimmten Wassermassen gefordert werden. Bei diesem Verfahren ist diapkyknische Vermischung nicht von vornherein ausgeschlossen. Das Problem bei diesem Ansatz ist aber die Genauigkeit der Wassermassenanteile.

6.2 Meridionaler Massentransport

Der Wärmetransport ist nach seiner Definition (siehe dazu Hall & Bryden 1982) nur bei einem verschwindenden Gesamtmassentransport definiert. Daher wird bei diesen Berechnungen angenommen, daß der gesamte meridionale Massentransport gleich 0 ist. Anders ausgedrückt, es wird der gesamte Atlantik nördlich eines bestimmten Breitenkreises als geschlossene Box betrachtet. Dies bedeutet, daß zusätzlich zum Massentransport durch Flüsse, Niederschlag und Verdunstung auch der Massentransport durch die Beringstraße vernachlässigt wird. Aus den Daten wurde (s.u.) die Summe dieser vernachlässigten Effekte bestimmt, sie beträgt zwischen 0.6 Sv (30°S) und 1.0 Sv (11°S).

6.3 Transporte im Angola- und Kapbecken

Das Angolabecken unterhalb von etwa 3600m ist ein nach Süden hin geschlossenes Becken, dessen Wassermassen, abgesehen von kleineren Durchflüssen durch 2 bekannte enge Passagen im Süden, nur von Norden erneuert werden können. Dieses geschieht sehr langsam, so daß das tiefe

Wasser im Angolabecken sehr homogen ist. Daher nehmen wir in der Berechnung an, daß der meridionale Massentransport der Schichten unterhalb von 3600m ins Angolabecken hinein gleich 0 ist. Das gleiche gilt dann entsprechend für das Kapbecken, welches nach Norden hin geschlossen ist.

6.4 Transporte im Brasilianischen Becken bei 30° S

Aus den Verankerungsdaten bei 30° S kann man Transporte abschätzen und die Bedingung stellen, daß die aus den hydrographischen Profilen berechneten Transporte mit diesen Werten übereinstimmen. Die Verankerungsdaten liefern zeitliche Mittel über etwa 2 Jahre mit einer groben räumlichen Auflösung, während die CTD-Daten ein quasisynoptisches, höher aufgelöstes Momentanbild ergeben. Wir gehen bei den gesamten Berechnungen davon aus, daß die CTD-Daten, jedenfalls im integralen Sinne, die mittlere Zirkulation wiedergeben.

Die Informationen über Transporte von Floats und Oberflächendriftern wurden nicht berücksichtigt, weil bisher nur wenige Messungen vorliegen.

Aus den Verankerungsdaten wurde ein Transport von etwa 10Sv für den Brasilstrom geschätzt (siehe Kapitel 4). Bei der Berechnung wird daher ein Transport von 10 Sv in den obersten 600 dbar für die Stationen von der Küste bis etwa 43°W vorgeschrieben.

Der nordwärtige Transport des AABW ins Brasilianische Becken kann nur durch den Vema- und den Hunter-Kanal erfolgen. Die Verankerungsdaten ergaben einen Transport von 4–5Sv durch den Vema-Kanal. Der Transport durch den Hunter-Kanal wurde von Speer et al. (1992) aus hydrographischen Daten auf 0.7 Sv abgeschätzt. Es wird daher ein Transport von 5 Sv unterhalb $\sigma_4=42.92$ (bzw. 42.93) vorgeschrieben, wobei etwa 1 Sv durch den Hunter-Kanal fließt.

6.5 Die Boxen der Inversberechnung

In den Berechnungen werden 3 Hauptboxen benutzt, von denen jede in mehrere Nebenboxen unterteilt ist. Die Hauptboxen werden eingehender untersucht als die Nebenboxen. Außerdem sind die Gleichungen der Hauptboxen im allgemeinen stärker gewichtet als die der Nebenboxen.

Die Schnitte, welche die Hauptboxen begrenzen, sind der Tab. 6.1 zu entnehmen. Die Hauptboxen werden durch Meridionalschnitte in Unterboxen aufgeteilt, deren Definition auch aus Tab. 6.1 zu entnehmen ist. Die geographische Lage der Boxen in in Abb. 6.0 dargestellt. An den Ecken der Nebenboxen, wo ein Zonalschnitt mit einem Meridionalschnitt zusammentrifft, wurde der Transport zwischen den beiden Schnitten nicht mitberücksichtigt, da die beiden Schnitte nicht zur gleichen Zeit aufgenommen wurden.

Die Schichten werden über Dichteflächen definiert, wie dies im Kapitel der Wassermassenanalyse beschrieben wurde. Im allgemeinen wurde bei den Berechnungen mit den CTD-Daten die Schichten nach Macdonald benutzt und ansonsten die Schichten nach Roemmich. Auf Unterschiede aus der Wahl verschiedener Dichte-Schichten oder der Benutzung der berechneten Wassermassenanteile als Schichten wird in der Fehlerbetrachtung eingegangen.

Ohne Nebenboxen und mit den Schichten nach Macdonald hat das System 364 Unbekannte und 93 Gleichungen, das gesamte System hat 434 Unbekannte und 273 Gleichungen. Das Gleichungssystem ist damit immer unterbestimmt, und man kann keine eindeutige Lösung erwarten.

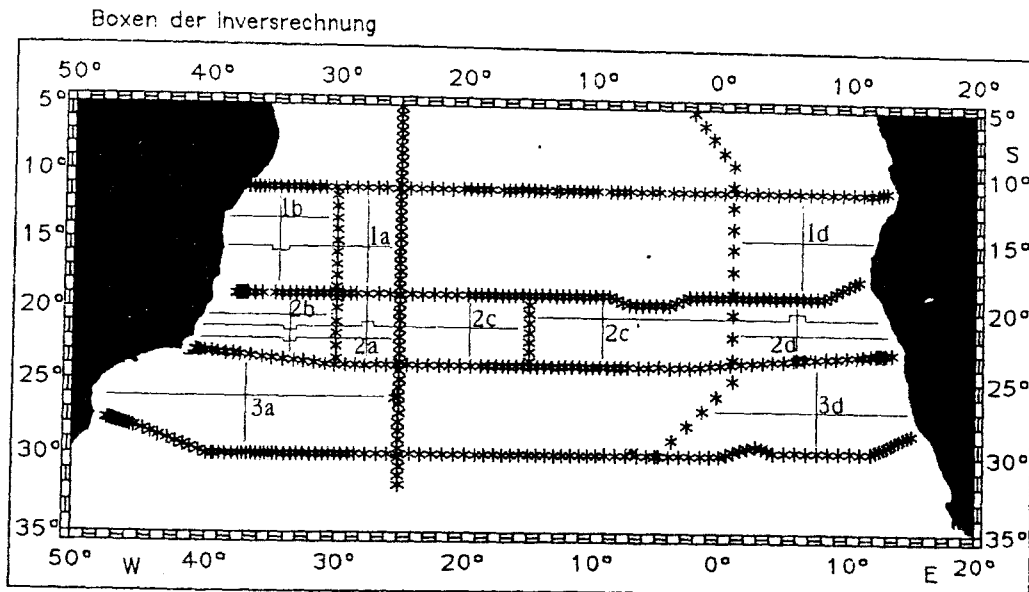


Abb. 6.0: Geographische Lage der Boxen für die inversen Berechnungen.

Tabelle 6.1: Definition der Hauptboxen (1,2,3) und der Nebenboxen (a,b,...) für die inversen Berechnungen.				
Nummer	Berandungen			
1	Südamerika	11°S	Afrika	19°S
1a	Südamerika	11°S	SAVE-6	19°S
1b	Südamerika	11°S	30°W	19°S
1d	Afrika	19°S	SAVE-3	11°S
2	Südamerika	19°S	Afrika	23°S
2a	Südamerika	19°S	SAVE-6	23°S
2b	Südamerika	19°S	30°W	23°S
2c	Südamerika	19°S	15°W	23°S
2c'	Afrika	23°S	15°W	19°S
2d	Afrika	23°S	SAVE-3	19°S
3	Südamerika	23°S	Afrika	30°S
3a	Südamerika	23°S	SAVE-6	30°S
3d	Afrika	30°S	SAVE-3	23°S

6.6 Eigenwertzerlegung

Das Lösung des Gleichungssystems $\vec{A} \vec{u} = \vec{b}$ wird mit einer Eigenwertzerlegung berechnet. Eine Beschreibung der Methodik findet sich bei Lawson & Hanson (1974). Hier wird nur auf einige Aspekte eingegangen, die für das Verständnis der Diskussion der Ergebnisse von Bedeutung sind. Wenn keine eindeutige Lösung existiert, findet die Eigenwertzerlegung die beste Lösung nach dem Prinzip der kleinsten Quadrate. Im rein unterbestimmten Fall ist somit $\sum u_i$ minimal, d.h. daß die Abweichungen der Geschwindigkeit vom angenommenen Nullniveau minimal werden. Bei verschiedenen Nullniveaus sind somit auch die Lösungen der inversen Methode im allgemeinen unterschiedlich. Sind die Gleichungen nicht linear unabhängig (genau oder innerhalb des Rauschens) so sind einige Eigenwerte sehr klein oder 0. Die kleinen Eigenwerte bewirken einen starken Anstieg der Lösungs-

varianz, d.h. die berechneten Geschwindigkeiten werden sehr groß. Damit das Rauschen nicht die Lösung dominiert, werden sehr kleine Eigenwerte nach dem 'tapered cutoff' Verfahren (Olbers et al., 1985) nicht zur Bestimmung der Lösung verwendet. Werden nur sehr wenige Eigenwerte zur Bestimmung verwendet, so wird die vorhandene Information nicht ausgenutzt. Die Entscheidung, wo die Grenze zwischen zu verwendenden und nicht zu verwendenden Eigenwerten zu setzen ist, ist in gewissem Maße subjektiv.

6.7 Skalierung und Wichtung der Inversmatrix

Vor der Eigenwertzerlegung wird zur korrekten Anwendung der inversen Methode das Gleichungssystem noch gewichtet, um die Kovarianz der Daten und Parameter zu berücksichtigen. Die Wichtung erfolgt hier mit zwei Diagonalmatrizen \vec{S} und \vec{W} . Das gewichtete Gleichungssystem lautet:

$$\vec{S} \vec{A} \vec{W} \vec{W}^{-1} \vec{u} = \vec{S} \vec{b}$$

Nach dem Aufstellen des Gleichungssystems können die Koeffizienten a_{ij} von sehr verschiedener Größe sein. Dies hat zum einen seine Ursache in der unterschiedlichen Größe der verschiedenen Parameter. Bei den Gleichungen wäre dies z.B. die Differenz von Massentransport und Salztransport (der etwa um den Faktor 0.035 geringer ist). Durch die Skalierung mit der Matrix \vec{S} werden solche Unterschiede ausgeglichen. Ebenso können mit dieser Skalierung die Genauigkeiten der Gleichungen untereinander festgelegt werden.

Bei der Formulierung des Inversproblems waren die Unbekannten die Referenzgeschwindigkeiten. Stehen in den Diagonalelementen der Matrix \vec{W} die Gesamtflächen der Stationen, so ist dies gleichbedeutend mit einem Ersetzen der Geschwindigkeiten durch die Gesamttransporte als Unbekannte. In diesem Fall werden also nicht die Geschwindigkeiten, sondern die Transporte minimiert. Eine Skalierung mit dem Stationsabstand wäre gleichzusetzen mit der Minimierung der Oberflächenauslenkung, entsprechend einer Minimierung von $\int \bar{u} \, dx$.

Der Effekt verschiedener Skalierung soll an einem einfachen Beispiel dargestellt werden. Bei vier Stationspaaren soll der unbekannte barotrope Anteil der Geschwindigkeit (u_1, u_2, u_3, u_4) bestimmt werden. Zwei Gleichungen stehen hierfür zur Verfügung, für die gesamte Massenerhaltung und für die Massenerhaltung einer Oberflächenschicht. Aus der Geometrie des Problems, wie in Abb. 6.1 angegeben, und Dichte=1 ergibt sich folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{bmatrix} 20 & 10 & 5 & 1 \\ 2 & 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \\ u_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 3.6 \\ 1.0 \end{bmatrix}.$$

Wenn das System nicht mit den Geschwindigkeiten, sondern mit den Gesamttransporten pro Stationspaar (t_i) aufgestellt wird, entspricht dies einer Skalierung mit den Gesamtflächen pro Stationspaar.

Die berechneten Geschwindigkeiten bei Benutzung nur einer oder beider Gleichungen, sowie bei Verwendung der Geschwindigkeiten bzw. Transporte als Unbekannte sind in Abb. 6.1 angegeben.

Da das Gleichungssystem unterbestimmt ist, gibt es viele Lösungen. Unter diesen wird die Lösung ausgewählt, bei der $\sum u_i^2$ (bzw. $\sum t_i^2$) minimiert wird.

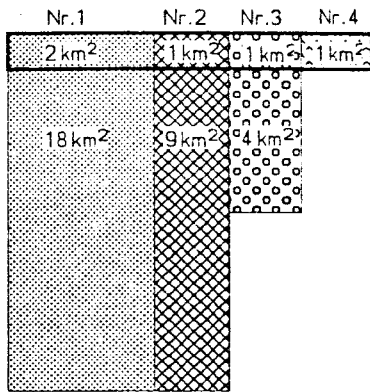


Abb.6.1: Beispiel mit 4 Stationspaaren und 2 Gleichungen. Dargestellt sind die Querschnittsflächen der 4 Stationspaare.

Unter den Stationen stehen die berechneten Geschwindigkeiten (auf 2 Stellen gerundet) für die rechts danebenstehenden Annahmen für das Inverssystem.

0.14	0.07	0.03	0.01	nur Gesamtmassen, Geschwindigkeiten als Unbekannte
0.05	0.09	0.18	0.90	nur Gesamtmassen, Gesamttransporte als Unbekannte
0.29	0.14	0.14	0.14	nur Oberflächenschicht, Geschwindigkeiten als Unbekannte
0.00	0.01	0.04	0.94	nur Oberflächenschicht, Gesamttransporte als Unbekannte
0.06	0.03	0.31	0.54	beide Gleichungen, Geschwindigkeiten als Unbekannte
0.05	0.10	0.19	0.60	beide Gleichungen, Gesamttransporte als Unbekannte

Die absolut größten Geschwindigkeiten erhält man bei den Einzelgleichungen mit den Geschwindigkeiten als Unbekannte, auf die Stationen mit größter Fläche gelegt, d.h. tiefe bzw. weit auseinanderliegende Stationspaare. Genau entgegengesetzt, d.h. die größten Geschwindigkeiten an dem flachsten Stationspaar, verhält es sich mit den Gesamttransporten als Unbekannte.

Es ist zu bemerken, daß bei dem kombinierten System auch ohne Skalierung die Geschwindigkeit der flachsten Station am größten ist, obwohl sie bei beiden Einzellösungen am kleinsten war. Bei einer Skalierung der Unbekannten zeigt sich auch im kombinierten System die Geschwindigkeitszunahme der flachsten Station, aber nicht in dem Maße wie bei den Einzellösungen. Bei einem vollständig bestimmten System mit vollem Rang hat eine Skalierung keinen Einfluß auf das System, da nur eine Lösung existiert. Je unterbestimmter das System ist, desto stärker kann eine Skalierung das System beeinflussen.

Eine Skalierung der Gleichungen, die in dem obigen Beispiel nicht durchgeführt wurde, hat ebenso keinen Einfluß auf die Lösung, wenn diese mit allen Eigenwerten berechnet wird und die Gleichungen konsistent sind. In diesem Falle werden alle Gleichungen ja exakt gelöst. Bei Verwendung einer geringeren Zahl von Eigenwerten kann durch eine Wichtung der Gleichungen bestimmt werden, welche mehr als andere in der Berechnung berücksichtigt werden sollen. Je weniger Eigenwerte man benutzt, desto stärker kann so eine Wichtung zum Tragen kommen.

6.8 Der Einfluß verschiedener Skalierungen/Wichtungen

Der Einfluß verschiedener Skalierungen und Wichtungen der Inversmatrix wurde mit einem Gleichungssystem mit den 4 Hauptschnitten und dem SAVE-6 Schnitt untersucht. Die wichtigsten Parameter des Systems, sind in Tab. 6.2 zusammengefaßt.

Die Spalten, d.h. die unbekannten Geschwindigkeiten, wurden mit der Gesamtfläche/Station Exponent x skaliert, wobei x von 0 bis -1 in 0.1 Schritten variiert. Eine Potenz von 0 entspricht fehlender Skalierung, also eine Minimierung der Geschwindigkeiten. Bei -1 wird mit dem Inversen skaliert, das bedeutet die Minimierung der Gesamttransporte. Nach dem Skalieren der Spalten wurden die Zeilen, d.h. die Gleichungen skaliert. Diese wurden mit dem Maximum des Absolutbetrages der Koef-

fizienten Exponent γ skaliert, wobei γ von 0 bis -1 variiert. Eine Potenz von 0 entspricht wiederum fehlender Skalierung, bei -1 ist der größte Koeffizient aller Gleichungen immer gleich 1.

Tab. 6.2: Parameter des Inverssystems zur Bestimmung des Skalierung- und Wichtungseinflusses.	
Daten	Rosettendaten, 10dbar
LNМ	1200dbar (11°S), 1300dbar (19°S, 23°S), 1700dbar (30°S)
Schichten	nach Roemmich
Boxen	1,2,3,1a,2a,3a
Wichtung	verschieden, siehe Text

In Bild 6.2 sind die berechneten Geschwindigkeiten und Transporte aus 3 Berechnungen dargestellt, alle bei einem effektiven Rang von etwa 30. Man erkennt, daß im unskalierten Fall die größten Geschwindigkeiten, etwa 4 cm/s, am westlichen Rand des 23°S-Schnittes auftreten. Der maximale Massentransport pro Stationspaar ist mit $10 \cdot 10^6$ t/s beim 11°S-Schnitt ziemlich groß. Die Maximaltransporte bei einer Spaltenskalierung mit -0.5 sind zwar nur noch $3 \cdot 10^6$ t/s, aber die Geschwindigkeiten am westlichen Rand bei 23°S sind größer als 20 cm/s. Diese krassen Unterschiede haben aber keine großen Rückwirkungen auf die meridionalen Transporte. Sieht man von Extrema mit Geschwindigkeiten über 50 cm/s ab, so liegen sie beim Wärmetransport bei maximal 0.05 PW beim 23°S-Schnitt, bei den anderen Schnitten sind sie noch kleiner. Abbildung 6.3 zeigt den Wärmetransport in Abhängigkeit von der Skalierung.

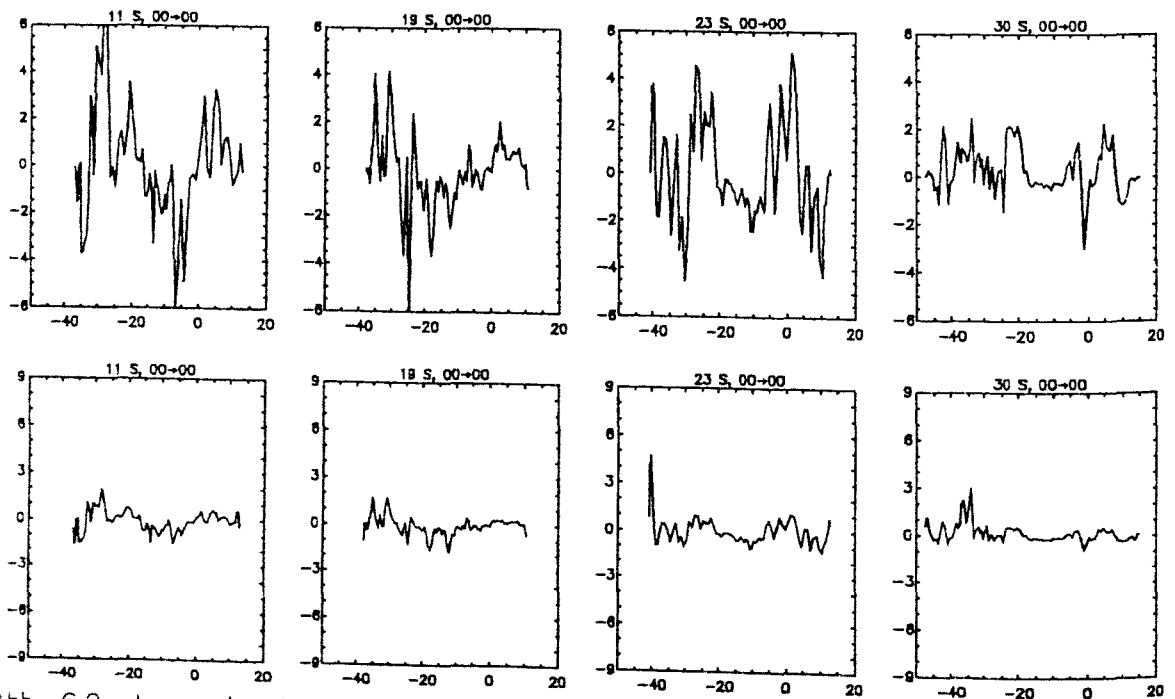


Abb. 6.2a Invers bestimmte Volumentransporte (oben, in Sv) und Geschwindigkeiten (unten, in cm/s) in Abhängigkeit von der geographischen Länge bei einer Skalierung der Gleichungen sowie der Geschwindigkeiten mit einer Potenz von 0.0. Von links nach rechts jeweils für den Schnitt bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S.

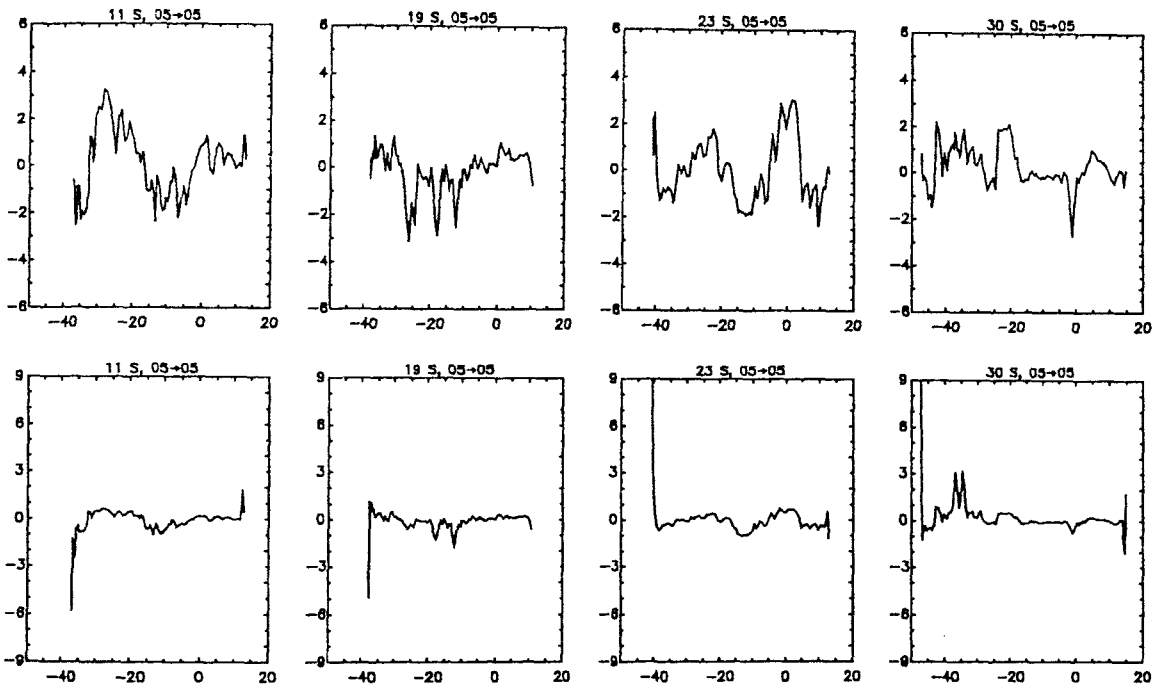


Abb. 6.2b Invers bestimmte Volumentransporte (oben, in Sv) und Geschwindigkeiten (unten, in cm/s) in Abhängigkeit von der geographischen Länge bei einer Skalierung der Gleichungen sowie der Geschwindigkeiten mit einer Potenz von -0.5 . Von links nach rechts jeweils für den Schnitt bei 11°S , 19°S , 23°S und 30°S .

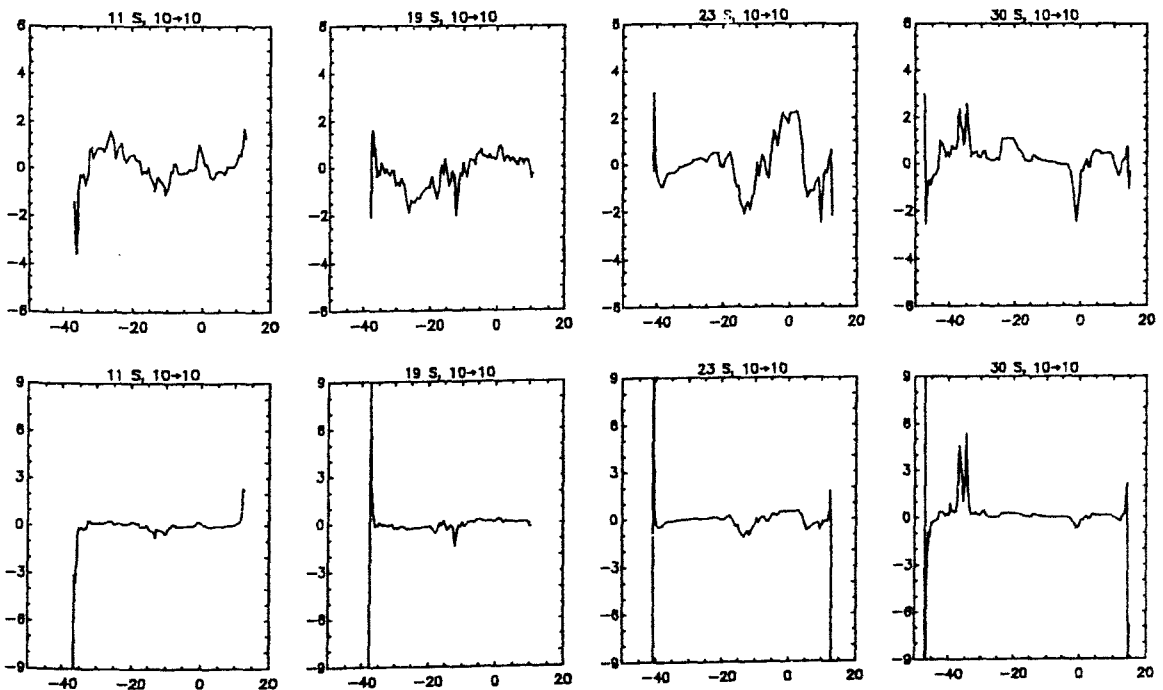


Abb. 6.2c Invers bestimmte Volumentransporte (oben, in Sv) und Geschwindigkeiten (unten, in cm/s) in Abhängigkeit von der geographischen Länge bei einer Skalierung der Gleichungen sowie der Geschwindigkeiten mit einer Potenz von -1.0 . Von links nach rechts jeweils für den Schnitt bei 11°S , 19°S , 23°S und 30°S .

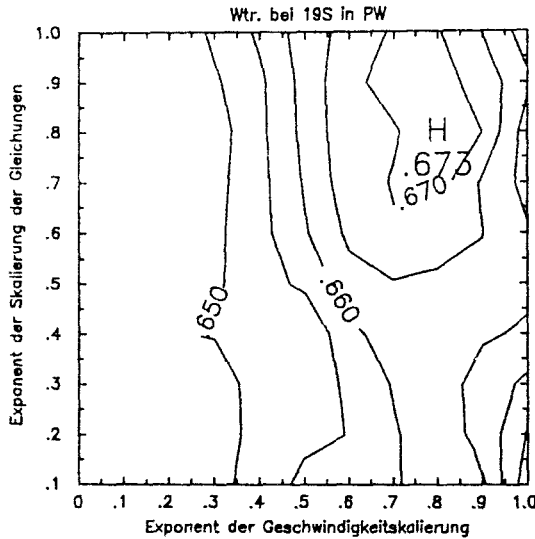


Abb. 6.3 Abhängigkeit des Wärmetransportes bei 19°S von dem Exponenten der verwendeten Skalierung.

Die angewandte Wichtung der Gleichungen hat wie erwartet den Effekt, daß die oberen, flächenmäßig kleineren Schichten geringere Transportdivergenzen haben als die tieferen. Das führt dazu, daß sehr viele Eigenwerte benutzt werden müssen, um z.B. bei 11°S nordwärtigen Transport von AABW zu erreichen. Die Geschwindigkeiten bei diesem hohen Rang der Matrix sind aber unannehmbar groß. Die besten Ergebnisse werden daher ohne Wichtung erzielt. Es erscheint daher ratsam, die Erhaltungsgleichungen der verschiedenen Schichten immer gleich zu wichten. Die Wichtung anderer Gleichungen, die einen anderen Sachverhalt beschreiben (z.B. den Transport des Brasilstromes) sind hiervon nicht betroffen.

Die Essenz dieser Versuche ist, daß die Skalierung einen großen Einfluß auf das Bild der großräumigen Zirkulation hat, daß der Effekt auf die meridionalen Transporte bei vernünftiger Wahl aber eher klein ist.

6.9 Der Einfluß des Matrix-Rangs

Zum Berechnung der generalisierten Inversen werden im allgemeinen nicht alle Eigenwerte verwendet. Sehr kleine Eigenwerte verstärken das Rauschen in den Schätzfeldern stark und führen zu einer hohen Varianz der Lösung. Deswegen verwirft man Eigenwerte, die kleiner als ein – subjektiv gewählter – Wert sind. Hier werden die Eigenwerte nicht einfach verworfen, sondern nach dem "tapered cutoff" Verfahren (siehe Olbers et al., 1985) ausgeblendet.

Bei den inversen Berechnungen werden immer mehrere Grenzen für das Ausblenden der Eigenwerte benutzt. Die im folgenden angegebenen Werte sind im allgemeinen bei einer Grenze von 0.25% des größten Eigenwertes angegeben. Diese Grenze ergab normalerweise maximale Geschwindigkeiten von etwa 3 bis 4 cm/s und eine Standardabweichung kleiner als 1 cm/s.

Der Einfluß verschiedener Matrixränge bei einem System mit allen Nebenboxen ist in Abb. 6.4 dargestellt. Bei steigendem Rang steigen auch die Extremwerte und die Standardabweichungen der Lösung, d.h. der Geschwindigkeiten, an. Der Wärmetransport ist aber trotzdem über einen großen Bereich sehr stabil.

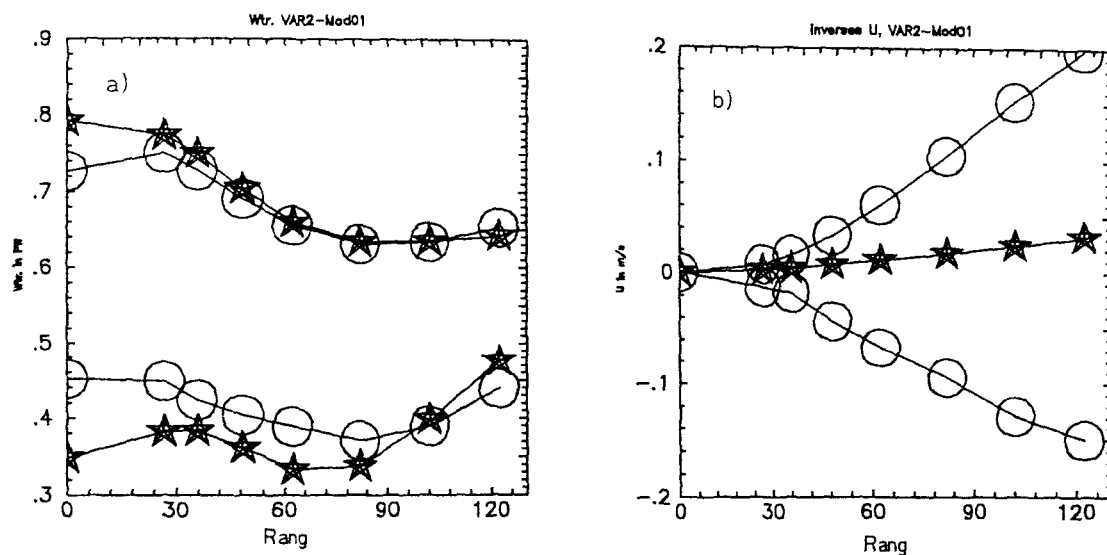


Abb. 6.4: a) Wärmetransporte der 4 Zonalschnitte in Abhängigkeit vom Rang des Inverssystems (o=Meteor,*=Oceanus). b) Extremwerte (o) und Standardabweichung (*) der Geschwindigkeit aller Stationen. (Schichten nach Macdonald, alle Nebenboxen benutzt, Anfangsniveau Variabel-2). Der im allgemeinen benutzte Rang bei 0.25% des größten Eigenwertes liegt bei etwa 48.

6.10 Der Einfluß verschiedener Nullniveaus

Da die inverse Methode eine Lösung sucht, die möglichst nahe an der Anfangsschätzung liegt, ist es wichtig, mit sinnvollen Nullniveaus zu arbeiten. Lösungen mit verschiedenen Nullniveau-Ansatz werden verschieden sein. Die Anfangsschätzungen verändern die Ungleichgewichte der einzelnen Schichten und damit den Vektor B, ohne aber Einfluß auf die Matrix A zu nehmen. Um die Größe dieses Effektes auf die Wärmetransporte zu bestimmen, wurde ein sonst unverändertes Inverssystem mit verschiedenen Kombinationen von Anfangsniveaus berechnet. Tab. 6.3 gibt Auskunft über die Wärmetransporte bei verschiedenen Kombinationen von Anfangsniveaus. Bei Benutzung sinnvoller Nullniveaus ist die Differenz der berechneten Wärmetransporte klein (<0.02 PW).

Tab. 6.3 Einfluß verschiedener Nullniveaus auf die inversen Wärmetransporte. Die Numerierung der Niveaus stammt aus Tab.5.2 solche mit 'sinnvoller' Zirkulation sind **fett** geschrieben (Schichten nach Mcdonald, alle Nebenboxen, Rang = 0.25%).

Nullniveaus				Wärmetransport in PW			
11°S	19°S	23°S	30°S	11°S	19°S	23°S	30°S
01	01	01	01	0.60	0.67	0.35	0.56
31	31	31	31	0.72	0.74	0.40	0.43
32	32	32	32	0.70	0.69	0.36	0.40
32	32	22	32	0.71	0.70	0.37	0.41

6.11 Der Einfluß verschiedener Schichtdefinitionen

Die Schichtdefinitionen für die Erhaltungsgleichungen können in gewissem Rahmen unterschiedlich definiert werden. Bei Verwendung von sehr wenigen Schichten wird vorhandene Information nicht benutzt. Bei sehr vielen Schichten sind die Gleichungen nicht mehr voneinander unabhängig, und das System ist damit schlecht konditioniert. Zum Vergleich wurde ein Inverssystem mit 2 verschiedenen Schichtdefinitionen gewählt. Diese sind zum einen die Schichten nach Roemmich und zum andern die Schichten nach Macdonald.

Da die Anzahl der Gleichungen differiert, ist auch der benutzte Rang der Matrix verschieden. Zum Vergleich der Berechnungen wird daher der Rang benutzt, bei dem Eigenwerte, die kleiner als ein bestimmter Prozentsatz des größten Eigenwertes sind, vernachlässigt werden. Unterschiede im Wärmetransport für zwei verschiedenen Schichtdefinitionen können also zumindest teilweise vom benutzten Matrixrang abhängen.

Insgesamt hängt der Wärmetransport nur geringfügig von den gewählten Schichtdefinitionen ab. Auftretende Differenzen sind größtenteils mit kleineren Änderungen im gewählten Rang zu erklären.

Tab. 6.4.: Wärmetransporte (PW) bei verschiedenen Schichtdefinitionen und benutzten Rängen.						
Schichtdefinition	%Rang	eff. Rang	11°S	19°S	23°S	30°S
Roemmich	0.5	30.9	0.72	0.71	0.39	0.38
Roemmich	0.25	38.7	0.69	0.68	0.40	0.36
Macdonald	0.5	35.9	0.75	0.73	0.38	0.42
Macdonald	0.25	48.4	0.70	0.69	0.36	0.40
Macdonald	%	62.3	0.66	0.66	0.33	0.39
Macdonald	%	81.9	0.63	0.63	0.34	0.37
Macdonald	%	102.1	0.63	0.63	0.40	0.39
Macdonald	%	122.2	0.64	0.65	0.48	0.44

6.12 Der Einfluß zusätzlicher Schnitte und Boxen

Zusätzlich zu den 4 Zonalschnitten, die die 3 Hauptboxen definieren, werden Meridionalschnitte in das Gleichungssystem mit einbezogen. Diese zusätzlichen Informationen werden etwas geringer gewichtet als die aus den Hauptboxen. Bei den Nebenboxen treffen treffen an einigen Ecken hydrographische Schnitte aus verschiedenen Jahren direkt aufeinander, die berechneten Transporte sind daher unsicherer als bei quasisynoptischer Aufnahme. Tab. 6.5 gibt an, wie der Wärmetransport durch Hinzufügen weiterer Boxen beeinflusst wird. Da sich die Größe der Matrix ändert, gilt hier wie bei den verschiedenen Schichten, daß Unterschiede im Wärmetransport teilweise von dem gewählten Rang abhängen.

Der Unterschied zwischen den einzelnen Modellkonfigurationen ist maximal 0.09 PW. Dabei findet man das eine Extrem normalerweise bei der Berechnung mit allen Nebenboxen, das andere Extrem bei der Berechnung ohne Nebenboxen. Die Hinzunahme der Nebenboxen bewirkt eine stärkere Angleichung der Wärmetransporte, ähnlich wie dies bei der Verwendung höherer Ränge in einer einzelnen Berechnung erfolgt. Die maximale absolute inverse Geschwindigkeit ist aber in allen Berechnung etwa gleich groß. Ohne Nebenboxen hat das System einen effektiven Rang von 34. Das ge-

samte System hat einen effektiven Rang von etwa 48. Werden die Hauptboxen nur 1.125 mal stärker gewichtet als die Nebenboxen, so ist der effektive Rang bei 0.25% des größten Eigenwertes nur etwa 40. Dieser Unterschied im Rang ist größtenteils auch für die Differenz im Wärmetransport zwischen dieser und den anderen Berechnungen mit allen Nebenboxen verantwortlich.

Im Maximalfall sind die Unterschiede im Wtr etwa 0.08 PW, wobei ein großer Teil aber von den im einzelnen gewählten Rängen herrührt.

Tab. 6.5: Wärmetransporte (PW) bei Berücksichtigung verschiedener Nebenboxen. Der benutzte Rang ist jeweils 0.25% vom größten Eigenwert. Die Schichten wurden nach McDonald mit 2 verschiedenen Anfangsniveaus gewählt. Die Hauptboxen wurden allgemein viermal stärker gewichtet als die Nebenboxen. Ausnahmen:
Extra-1, Hauptboxen nur 1.125 mal stärker gewichtet.
Extra-2, Gesamter Massentransport der Nebenboxen genauso wie Hauptboxen gewichtet.

	LNM=Variabel-1				LNM=Variabel-2			
Nebenboxen	11°S	19°S	23°S	30°S	11°S	19°S	23°S	30°S
keine	0.74	0.71	0.35	0.42	0.75	0.66	0.35	0.45
1a,2a,3a	0.73	0.72	0.39	0.41	0.73	0.69	0.40	0.42
1d,2d,3d	0.73	0.70	0.32	0.40	0.74	0.65	0.33	0.42
1ad,2ad,3ad	0.72	0.72	0.35	0.40	0.71	0.68	0.36	0.40
2c	0.74	0.71	0.36	0.42	0.75	0.66	0.36	0.44
alle	0.72	0.74	0.40	0.43	0.70	0.69	0.36	0.40
alle Extra-1	0.74	0.77	0.37	0.37	0.72	0.74	0.36	0.37
alle Extra-2	0.71	0.72	0.35	0.39	0.70	0.69	0.36	0.40

6.13 Der Einfluß vorgeschriebener Transporte

Die direkt bestimmten Transporte im Brasilstrombereich und Vema-Kanal fließen direkt in die Berechnung ein. Besonders bei den Brasilstromtransporten kann man einen großen Einfluß des vorgeschriebenen Transportes auf den Wärmetransport erwarten, da die mittlere potentielle Temperatur in Brasilstrombereich vom Mittel über den Schnitt stark abweicht. Der Einfluß des AABW-Transportes sollte aus demselben Grund nicht so groß sein. Zur quantitativen Erfassung der Wirkung geänderter vorgeschriebener Massentransporte wurde der Brasilstromtransport außer mit dem normalerweise angenommenen Wert von 10 Sv auch mit 5 Sv bzw. 15 Sv angesetzt. Ebenso wurde der Transport von AABW abweichend von 5 Sv angesetzt, nämlich mit 3 Sv bzw. 8 Sv. Dabei wurde nur der Transport durch den Vema-Kanal variiert und der Transport durch den Hunter-Kanal bei 1 Sv festgehalten. Diese Werte entsprechen etwa der oberen bzw. unteren Grenze der aus den Verankerungsdaten bestimmten mittleren Transporte. Bei den Berechnungen wurde ein hohes Gewicht auf die entsprechenden Gleichungen gelegt, damit diese sehr genau erfüllt werden.

Der Effekt verschiedener Brasilstromtransporte erstreckt sich fast ausschließlich auf den 30°S-Schnitt und ist auch dort nur maximal ± 0.03 PW groß. Durch die Nebenboxen ist das System so festgelegt, daß die unterschiedlichen Transporte durch Rezirkulation in Oberflächennähe kompensiert werden. Die Rezirkulation erfolgt mit annähernd gleicher Temperatur, so daß der Effekt auf den Wärmetransport gering ist.

Die verschiedenen Transporte von AABW im Vema-Kanal haben einen Einfluß der Größenordnung ± 0.03 PW bei allen Schnitten. Dies liegt daran, daß der zusätzliche Transport nicht, wie bei den Brasilstromtransporten, lokal kompensiert werden kann, da ja der Transport über den gesamten 30°S -Schnitt festgelegt wird. Durch diese Festlegung ist dann – innerhalb der Toleranzgrenzen der Massenerhaltung einzelner Schichten – auch der Transport bei 11°S festgelegt.

Tab. 6.6: Wärmetransporte (PW) in Abhängigkeit von Brasilstromtransport und vom gesamten AABW-Transport (Schichten nach Macdonald; benutzter Rang = 0.25%; alle Nebenboxen).

Transporte		LNM = Variabel-1				LNM = Variabel-2			
Brasilstrom	AABW	11°S	19°S	23°S	30°S	11°S	19°S	23°S	30°S
5 Sv	5 Sv	0.72	0.72	0.36	0.42	0.71	0.70	0.37	0.43
10 Sv	5 Sv	0.72	0.74	0.40	0.43	0.70	0.69	0.36	0.40
15 Sv	5 Sv	0.70	0.71	0.34	0.37	0.70	0.69	0.35	0.38
10 Sv	8 Sv	0.68	0.68	0.32	0.37	0.67	0.66	0.33	0.38
10 Sv	3 Sv	0.73	0.74	0.37	0.41	0.72	0.71	0.38	0.42
15 Sv	3 Sv	0.72	0.73	0.36	0.38	0.72	0.71	0.37	0.39

6.14 Der Unterschied zwischen Rosetten- und CTD-Daten

Wie schon bei den Transporten einzelner Schnitte festgestellt wurde, differieren die Werte für den Wärmetransporte zwischen den Berechnungen mit den Rosettendaten und denjenigen mit den CTD-Daten. Diese Abweichungen zeigen sich natürlich auch in den inversen Berechnungen. Für die endgültigen Werte des Wärmetransportes werden zwar nur die Berechnungen mit den CTD-Daten benutzt, der Unterschied gibt aber einen Genauigkeitshinweis für Transportangaben anderer Autoren. Wie schon bei den Berechnungen für einzelne Schnitte sind die Differenzen in der Größenordnung von 0.1 PW.

Tab. 6.7: Wärmetransporte (PW) bei Verwendung verschiedener Datensätze und ansonsten gleichen Parametern des Inverssystems

Datensatz	11°S	19°S	23°S	30°S
Rosettendaten	0.62	0.59	0.38	0.32
CTD-Daten	0.68	0.72	0.42	0.40

6.15 Der Einfluß zusätzlicher Erhaltungsgleichungen

Analog zur Massenerhaltung in einzelnen Schichten kann auch die Erhaltung anderer Variablen gefordert werden. Ausgehend von den mit der Multiparameter-Analyse berechneten Wassermassenanteilen wird hier die Massenerhaltung der einzelnen Wassermassen, außer SF1 und SF2, gefordert. Wird nicht zusätzlich die Massenerhaltung zwischen 2 Dichteschichten gefordert, kann der Transport auch diapyknisch erfolgen. Beachtet man aber die großen Fehler in der Wassermassenanalyse, so ist es wohl angemessener, diese Forderung nur zusätzlich zu den normalen Erhaltungsgleichungen in Dichteschichten zu benutzen. Auch bei einer starken Wichtung der Wassermassenerhaltung ändert sich der Wärmetransport um maximal 0.11 PW. Bei einer gleich großen Wichtung von Mas-

senerhaltung in Dichteschichten und Wassermassenerhaltung nähern sich die Wärmetransporte der Rosettendaten den Transporten der CTD-Daten an. Eine Kombination der Methode der Multiparameter-Wassermassenanalyse und der inversen Methode erscheint also erfolgversprechend. Da dies aber nur mit Rosettendaten möglich ist, wird zugunsten der CTD-Daten auf eine weitere Betrachtung dieser Kombination bei der Berechnung des Wärmetransportes verzichtet.

Tab. 6.8: Wärmetransporte (PW) als Funktion der relativen Wichtung der Gleichungen des Wassermassentransportes zu den Hauptboxen.				
Wichtung	11°S	19°S	23°S	30°S
0.0	0.62	0.59	0.38	0.32
1.0	0.64	0.63	0.42	0.36
10.0	0.61	0.66	0.47	0.43

6.16 Der invers berechnete Wärmetransport

Wie aus den vorhergehenden Betrachtungen folgt, ist der Wert des Wärmetransportes gut durch die gewählten Daten bestimmt. Aus den Systemen mit CTD-Daten, Referenzgeschwindigkeiten kleiner als 4 cm/s und allen Boxen ergeben sich Werte von 0.70 PW (11°S), 0.69 PW (19°S), 0.36 PW (23°S) und 0.40 PW (30°S). Der mittlere quadratische Gesamtfehler ist ± 0.12 PW. Es ist aber zu beachten, daß die oben bestimmten Einzelfehler nicht voneinander unabhängig sind. Die Unterschiede durch verschiedene Boxen, Schichten und LNM hängen sehr vom Matrixrang ab. Faßt man diese Fehler zusammen, so ist der zusammengefaßte Fehler etwa 0.05 PW. Dazu kommen noch die Fehler durch Brasilstromtransport (0.03 PW bei 30°S) und AABW-Transport-Unsicherheiten (0.03 PW). Der mittlere quadratische Gesamtfehler wäre demnach 0.1 PW.

Der Fehler im barotropen Anteil konnte mit der inversen Analyse demnach von 0.16 auf 0.10 reduziert werden. Der Gesamtfehler (siehe voriges Kapitel) ist somit 0.28 PW (11°S), 0.23 PW (19°S), 0.23 PW (23°S) und 0.22 PW (30°S). Der Hauptanteil dieses Fehlers stammt von Unsicherheiten im Ekmananteil und von der zeitlichen Variabilität.

Abb. 6.5 zeigt die berechneten Werte im Vergleich zu früheren Arbeiten, von denen keine Fehlerangaben übernommen wurden. Durch verschiedene unterschiedliche Arten der Abschätzungen sind diese Fehlerangaben nicht direkt vergleichbar. Bei gleicher Art der Fehlerabschätzung haben die früheren Resultate aber schon allein durch die geringere räumliche Auflösung einen größeren Fehlerbereich als die hier berechneten Transporte.

Wie schon bei den einzeln bestimmten Wärmetransporten zeigt sich ein sehr großer Unterschied zwischen 19°S und 23°S. Die Differenz von 0.33 PW kann nicht mit Oberflächenflüssen erklärt werden. Erst bei sehr hohem Matrixrang mit maximalen Referenzgeschwindigkeiten größer als 15 cm/s wird diese Differenz kleiner als 0.15 PW (entsprechend einem Oberflächenwärmefluß von etwa 45 W/m²). Die Fehler in der Differenz der Wärmetransporte, die vom Ekman-Anteil herrühren (0.13 PW) sowie die vom barotropen Anteil (0.14 PW) können jeder für sich nicht die Diskrepanz zu den Oberflächenflüssen von Bunker (1988) erklären. Eine wichtige Ursache ist daher wohl die zeitliche Variabilität.

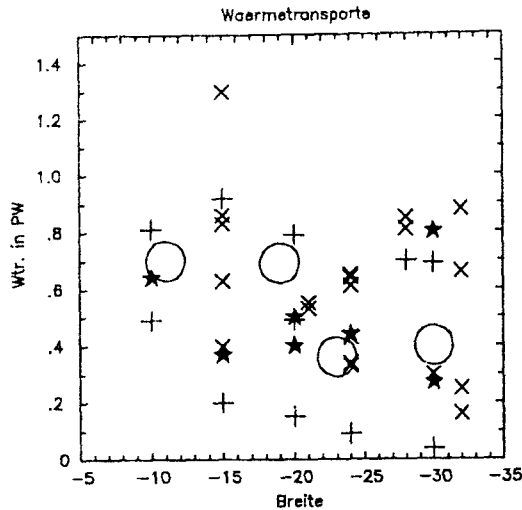


Abb. 6.5 Hier berechnete Wärmetransporte (o) im Vergleich zu früheren Abschätzungen aus Zirkulations-Modellen (*), aus hydrografischen Daten (x), und mittels der indirekten Methode (+).

Die jährliche Variabilität des Wärmetransportes wurde mit der indirekten Methode schon von Lamb & Bunker (1982) berechnet, die auf saisonale Schwankungen am Äquator von bis zu 2.5 PW kamen. Wie von Wyrki & Urich (1982) aber angemerkt, sind die Fehler dieser Methode möglicherweise so groß, daß keine signifikanten Mittelwerte für kurze Zeiträume (ein Monat bis mehrere Monate) angegeben werden können. Realistische Fehlerabschätzungen des Jahresmittels im Südatlantik sind mit ± 1.5 PW größer als die Fehler der hier angewandten direkten Methode. Modelluntersuchungen von Böning (1992) ergaben auch, daß der Jahresgang des Ekmantransportes, der den Hauptteil des Jahresgangs im Wärmetransport ausmacht, nur einen geringen Einfluß auf die mit der direkten Methode berechneten mittleren Wärmeeflüsse hat.

Die zeitliche Variabilität in Tiefen größer als 1000m hat nur einen Einfluß von 0.04 PW und kann daher nicht für die großen Unterschiede verantwortlich sein. Die Ursache liegt daher höchstwahrscheinlich in der Variabilität der oberen 1000m der Wassersäule. Ein großer Anteil davon hat der Jahresgang, aber auch zwischenjährige Variabilität kann in diesem Fall ein wichtigerer Faktor sein. So wurden im Jahre 1983/84 anomale Bedingungen im Südatlantik festgestellt, die höchstwahrscheinlich auf den sehr starken "El Niño" von 1982/83 im Pazifik zurückzuführen sind. Die Anomalitäten reichen von Dürre im Nordosten Brasiliens (Lamb, Pepler, Hastenrath, 1986) bis zu hohen Oberflächentemperaturen im tropischen Atlantik im Jahre 1984 (Philander, 1986).

6.17 Die Route des "Conveyer Belt"

Der sogenannte "Conveyer Belt" verbindet die Absinkgebiete im Nordatlantik mit den Auftriebsgebieten des restlichen Ozeans. Im Südatlantik wird dabei NADW nach Süden transportiert. Eine noch offene Frage ist der Weg, den das, wegen der Massenerhaltung, zurückfließende Wasser nimmt.

Der von Gordon (1986) vorgeschlagene Weg geht vom Pazifik durch die Indonesischen Passagen in den Indischen Ozean und von dort mit dem Agulhas-Strom um das Kap von Afrika in den Südatlantik. Da das in den Südatlantik fließende Wasser hauptsächlich warmes Oberflächenwasser ist, spricht man von diesem Weg als die "Warmwasserroute". Im Gegensatz dazu steht die "Kaltwasserroute" von Rintoul (1991). Dort erfolgt der Transport in den Südatlantik hauptsächlich durch die Drake-Straße, mit einer maximalen Temperatur von etwa 8°C.

Gordon (1986) schloß aus dem Wärmetransport von Hastenrath (1982), daß die Warmwasseroute des 'Conveyor Belt' wichtiger ist als die Kaltwasseroute. Das Hauptargument war, daß die mittlere Temperatur des nordwärtigen Transportes höher ist als die maximale Temperatur in der Drake-Passage.

Diese Temperatur läßt sich aus vereinfachten Gleichungen der Massenerhaltung und des Wärmetransportes abschätzen. Die beiden Gleichungen lauten:

$$0 = M_{\text{nordwärts}} + M_{\text{Brasilstrom}} + M_{\text{Tiefenwasser}} + M_{\text{Beringstraße}}$$

$$W_{\text{tr}} = M_{\text{nordwärts}} \cdot \Theta_{\text{nordwärts}} \cdot c_p + M_{\text{Brasilstrom}} \cdot \Theta_{\text{Brasilstrom}} \cdot c_p + M_{\text{Tiefenwasser}} \cdot \Theta_{\text{Tiefenwasser}} \cdot c_p + M_{\text{Beringstraße}} \cdot \Theta_{\text{Beringstraße}} \cdot c_p$$

Zur Vereinfachung wird die Dichte als konstant angesetzt, so daß aus der Massenerhaltung die Volumenerhaltung folgt, und c_p wird ebenfalls konstant zu 4000 J/kg°K gewählt.

Aus der ersten Gleichung wird der nordwärtige Volumentransport bestimmt. Der Brasilstromtransport wird mit -10 Sv angesetzt. Der Transport durch die Beringstraße ist nach Coachman & Aagard (1988) -0.8 Sv. Der Tiefenwassertransport setzt sich aus -23 Sv NADW und +5 Sv AABW Transport zusammen.

Die Temperaturen werden festgelegt auf $\Theta_{\text{Beringstraße}} = 0^\circ\text{C}$, $\Theta_{\text{Tiefenwasser}} = 2^\circ\text{C}$ und $\Theta_{\text{Brasilstrom}} = 18^\circ\text{C}$. Aus dem Wärmetransport von 0.4 PW bei 30°S folgt damit eine mittlere Temperatur des nordwärtigen Rückstromes von 11.6°C. Erst bei etwa 0 PW Wärmetransport bei 30°S wäre die Rückstromtemperatur kleiner als 8°C (7.7°C).

Wie Rintoul (1991) anmerkte, ist der meridionale Wärmetransport direkt mit der Umwälzrate gekoppelt. Die beiden Größen können also nicht, wie bei Gordon (1986) geschehen, unabhängig voneinander betrachtet werden. Hier werden beide Werte gleichzeitig aus den Berechnungen bestimmt.

Aus einer inversen Analyse hydrographischer Daten südlich von 32°S schloß Rintoul (1991), daß die Kaltwasseroute wahrscheinlicher ist als die Warmwasseroute. Der dort berechnete Wärmefluß (0.25 PW) und die Umwälzrate (17 Sv) sind bedeutend kleiner als die hier bestimmten Werte. Der obigen Argumentation nach Gordon (1986) folgend, ergäbe dieses aber eine mittlere Temperatur von 12.2°C und somit als hauptsächlichen Weg die Warmwasseroute.

Eine offene Frage ist die Berücksichtigung des Brasilstromtransportes. Wenn man ihn als Teil der horizontalen Zirkulation des Subtropenwirbels ansieht, so wird der Massentransport 'lokal' geschlossen, und der Rückstrom erfolgt mit etwa gleicher Temperatur. Dann braucht der Brasilstrom in beiden Gleichungen nicht berücksichtigt zu werden.

Vernachlässigt man noch den Transport durch die Beringstraße, so ist die mittlere Temperatur des nordwärtigen Astes im 'Conveyor Belt' folgendermaßen gegeben:

$$\Theta_{\text{nordwärts}} = \frac{W_{\text{tr}}}{M_{\text{Tiefenwasser}} \cdot c_p} + \Theta_{\text{Tiefenwasser}}$$

Der formale Zusammenhang ist in Abb. 6.6 dargestellt. Die 8°C-Isotherme entspricht einem Gleichgewicht zwischen der Warm- und der Kaltwasseroute. Nach dieser – sehr vereinfachenden – Argumentation folgt aus Rintouls (1991) Werten eine Temperatur kleiner als 8°C (6.8°C). Die hier berechneten Werte ergeben eine Temperatur von etwa 8°C (7.8°C).

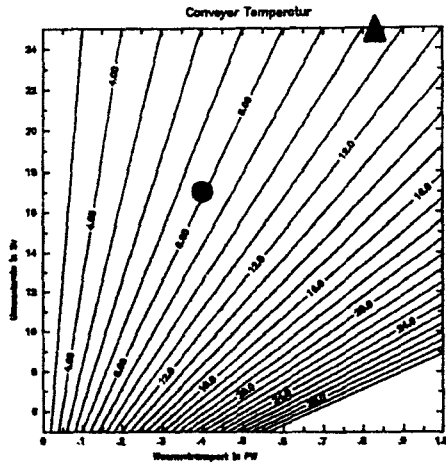


Abb. 6.6: Zusammenhang zwischen Stärke der Umwälzbewegung (in Sv auf der Y-Achse), dem Wärmetransport (in PW auf der X-Achse) und der mittleren Temperatur des nordwärtigen Transportes (in °C als Isolinie). Der Punkt stellt die aus dem inversen Modell bestimmten Umwälzbewegung und Wärmetransport dar, das Dreieck den baroklinen Anteil.

In obiger Argumentation wird der barotrope Anteil des Wärmetransportes vernachlässigt. Für die Berechnungen sollte daher der barotrope Anteil der Berechnung ebenso nicht mit berücksichtigt werden. Die barokline Berechnung ergab bei 30°S (siehe Tab. 5.2) ein Wärmetransport von 0.83 PW und einen NADW-Volumentransport von 25 Sv. Mit diesen Werten ergibt sich eine mittlere Temperatur des nordwärtigen Astes von 10.3°C. Die daraus resultierende Bevorzugung der Warmwasserroute zeigt sich auch bei der Betrachtung der Schichttransporte bei 30°S (Abb.8.1). Der nordwärtige Transport in den Oberflächenschichten (dieser entspricht der Warmwasserroute) ist größer als der Transport im Zwischenwasser.

Zusammengefaßt hat die Warmwasserroute eine größere Bedeutung als die Kaltwasserroute.

7. Transporte weiterer Variablen

Analog zum Wärmetransport können auch Transporte anderer Variablen berechnet werden. Da die Methodik gleich ist, wird nur auf die Ergebnisse eingegangen. Die beschriebene Fehlerbetrachtung gilt in ähnlicher Form auch für diese Transporte, die in der Tabelle angegebenen Fehler wurden nur grob geschätzt. Die größten Unterschiede in den Konzentrationen der verschiedenen Parameter treten in der Vertikalen auf. Die größte Differenz der 4 Zonalschnitte zwischen mittlerer Konzentration in der Ekman-schicht und über den Schnitt gemittelter Konzentration wurde mit einem Transport von 5 Sv multipliziert, um den Fehler im Transport abzuschätzen. Für den Wärmetransport schätzt man so einen Fehler von 0.44 PW, ein im Vergleich zur ausführlichen Fehlerabschätzung hoher Wert.

Tab. 7.1: Transportwerte für weitere Variablen, überwiegend aus Rosettendaten.

Parameter		11°S	19°S	23°S	30°S
Salz	einzel	8	4	-4	-6
in 10^6 kg/s	invers	8.5	3	-4	-6
	Fehler	± 5	± 5	± 5	± 5
SiO_4	einzel	-400	-300	-300	-400
in kmol/s	invers	-252	-315	-225	-265
	Fehler	± 210	± 210	± 210	± 210
PO_4^*	einzel	-2	-2	-2	-1
in kmol/s	invers	-1.4	-0.2	-0.5	-0.7
	Fehler	± 4	± 4	± 4	± 4
NO_3^*	einzel	-100	-70	-50	-20
in kmol/s	invers	-64	-49	-49	-44
	Fehler	± 65	± 65	± 65	± 65
DIC	einzel	-1200	-1000	-750	-1500
in kmol/s	invers	-1375	-1160	-800	-1500
	Fehler	± 750	± 750	± 750	± 750



7.1 Frischwasserflüsse

Die in den Berechnungen angenommene Massenerhaltung gilt wegen des Einstroms durch die Beringstraße und den Effekt von Niederschlag und Verdunstung nicht exakt. Der Transport durch die Beringstraße in den Atlantik beträgt nach Coachman und Aagaard (1988) etwa 0.8 Sv, Wijffels et al. (1992, im folgenden WIJ) benutzen diesen Wert mit einem mittleren Salzgehalt von 32.5 und die Weltwasserbilanz von Baumgartner & Reichel (1975, im folgenden B&R), um Frischwasserflüsse im Ozean zu berechnen. Im Südatlantik müssen demnach durch jeden der Zonalschnitte $26.7 \cdot 10^6 \text{ kg/s}$ nach Süden transportiert werden.

Die Differenz zwischen diesem Transport und dem invers berechneten Salztransport wird durch einen konstanten barotropen Massentransport mit einem mittleren Salzgehalt über den gesamten Schnitt ausgeglichen. Dieser barotrope Massentransport bewirkt, wie im Salzgehalt auch, Trans-

porte anderer Variablen. Die gesamte Massenbilanz wird durch den Frischwasserfluß durch die Oberfläche, d.h. den kombinierten Effekt von Niederschlag, Verdunstung und Flußwasserzufluß, ausgeglichen. Die so berechneten Transporte sind in Tab. 7.2 zusammengefaßt. Zu bemerken ist, daß der geringe Massentransport einen großen Anteil an dem Gesamttransport vieler Variablen beinhaltet.

Die hier berechneten Frischwassertransporte im Ozean sind insgesamt etwa $0.3 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$ niedriger als die von WIJ, die Oberflächenflüsse stimmen aber gut mit denen von B&R überein. Die Fehler aus der Integration der Oberflächenflüsse werden von WIJ optimistisch mit $\pm 0.42 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$ am Äquator und $0.60 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$ bei 35°S angegeben. Ein Fehler von $5 \cdot 10^6 \text{ kg/s}$ im Salztransport entspräche einem Fehler im Frischwassertransport von etwa $0.15 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$, die hier berechneten Transporte sind also wohl etwas genauer als die von WIJ.

Eine weitere Fehlerquelle beider Berechnungen ist der Transport durch die Beringstraße, welcher nach Coachman & Aagard (1988) 0.2 Sv ist, entsprechend etwa $0.2 \cdot 10^9 \text{ kg/s}$ im Frischwassertransport. Im Rahmen des Gesamtfehlers kann also von einem südwärtigem Frischwassertransport im Südatlantik nördlich von 30°S ausgegangen werden. Bestätigt wurde die Wasserbilanz von B&R im Atlantik zwischen 10°S und 30°S . Nördlich von 10°S sind die Werte von B&R (und/oder die von WIJ zusätzlich benutzten Daten des Oberflächenflüsse im Arktischen Ozean) im Vergleich zu diesen Ergebnissen zu niedrig (z.B. durch zu hohe Verdunstungswerte).

Auch bei den berechneten Oberflächenflüssen fällt der 23°S -Schnitt auf. Divergenzen des Frischwassertransportes im Ozean, die mit Hinzunahme des 23°S -Schnittes berechnet wurden, stimmen nicht mit den Werten von B&R überein. Die auf gleiche Art bestimmten Oberflächenflüsse aus den anderen Schnitten zeigen dagegen gute Übereinstimmung mit B&R.

Tab. 7.2: Gesamttransporte verschiedener Parameter mit Berücksichtigung des Transportes durch die Beringstraße und des Effekts von Niederschlag und Verdunstung

Transporte	Einheit	11°S	19°S	23°S	30°S
Salz (invers)		8.5	3.0	-4.0	-6.0
Massen	Sv	-1.01	-0.85	-0.65	-0.60
Frischwasser	Sv	-1.00	-0.82	-0.63	-0.58
" nach WIJ	Sv	-0.72	-0.52	-0.41	-0.29
DIC	kmol/s	-3600	-3030	-2230	-2820
PO_4^*	kmol/s	-1.1	-1.0	-1.1	-1.3
NO_3^*	kmol/s	-79	-60	-58	-53
SiO_4	kmol/s	-295	-350	-250	-290

Tab. 7.3: Oberflächenflüsse des Frischwassers in Sv

Frischwasserfluß	11°S bis 19°S	19°S bis 23°S	23°S bis 30°S	gesamt
nach B&R	-0.20	-0.11	-0.12	-0.43
hier	-0.18	-0.19	-0.05	-0.42

7.2 DIC Transport

Frühere Abschätzungen des Transportes von gelöstem anorganischem Kohlenstoff (DIC) basierten größtenteils auf Abschätzungen des mittleren DIC-Gehalts von verschiedenen Wassermassen aus vereinzelt Messungen. Dieser mittlere Gehalt wurde dann mit einem repräsentativen Volumentransport multipliziert, um die Transporte zu berechnen. Brewer et al.(1989) berechneten so einen südwardigen Transport von $0.7 \cdot 10^6 \text{ mol/s}$ bei 25°N .

Erst die Entwicklung von neuen Methoden zur DIC-Bestimmung, die auf See angewandt werden können, und die multiple Regression zum Berechnen von T-CO_2 aus Nährstoffen nach Wallace (1993) ermöglicht die hier durchgeführte Art der Transportbestimmung. Die Genauigkeit bei 11°S und 23°S ist hierbei geringer als bei den beiden anderen Schnitten, da keine direkten Messungen vorlagen und die DIC-Werte nur auf der Regression beruhen. Ein Schnitt des mit der Regression berechneten DIC-Gehalts ist in Abb. 7.1 dargestellt.

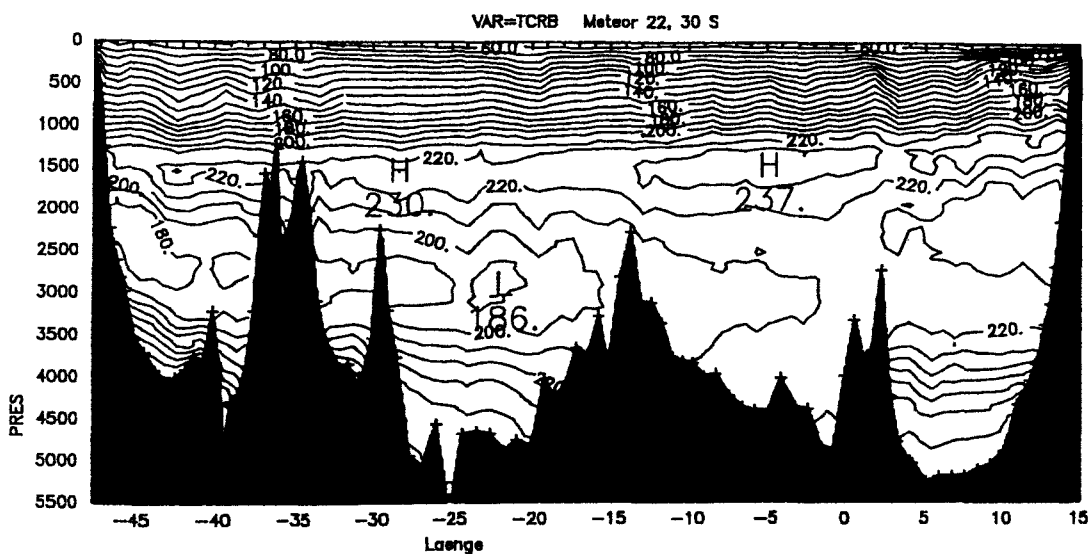


Abb. 7.1: Schnitt von DIC bei 30°S . Werte in $\mu\text{mol/kg-2000}$, Konturintervall = $10 \mu\text{mol/kg}$.

Die Werte des DIC-Transportes stimmen größenordnungsmäßig mit denen von Brewer et al.(1989) überein, falls man vom Einfluß des Frischwassertransportes absieht. Dieser trägt aber den Hauptteil des Gesamttransportes. Für die Berechnung des Oberflächeneintrages im Atlantik nördlich von 11°S muß ferner in Betracht gezogen werden, daß auch durch die Beringstraße DIC eingetragen wird. Der Massentransport durch die Beringstraße ist etwa gleich demjenigen bei 19°S . Die Fläche des Atlantiks nördlich von 19°S ist etwa $64 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (abgeschätzt nach B&R). Dies ergibt dann grob geschätzt einen mittleren Oberflächenfluß von $1 \cdot 10^{-8} \text{ mol s}^{-1} \text{ m}^{-2}$.

7.3 Effekt des Frischwassertransportes auf den Wärmetransport

Der Einfluß auf den Wärmetransport ist schwer zu bestimmen, da man hierfür die entsprechende "Temperatur" von Verdunstung und Niederschlag kennen müßte. Bei 19°S ist aber der südwardige Massentransport etwa gleich dem der Beringstraße. Nehmen wir eine Temperaturdifferenz zwischen mittlerem Θ der Beringstraße und 19°S von 4°C an, so entspricht dies einem zusätzlichen Wärmege-
winn im Atlantik nördlich von 19°S von 0.013 PW . Im Vergleich zu den anderen Fehlern im Wärmetransport ist also der Effekt bei gleichem südwardigen Transport vernachlässigbar.

Der Wärmehalt gasförmigen Wassers in der Atmosphäre ist etwa um die Verdunstungswärme von $2.5 \cdot 10^6$ J/kg höher als im Ozean. Verliert der Ozean z.B. zwischen 11°S und 19°S 0.18 Sv Wasser an die Atmosphäre, so entspricht dies einem Wärmetransport von etwa 0.45 PW. Dieser Teil wird allgemein dem Wärmetransport in der Atmosphäre (latente Wärme) zugerechnet.

8. Die großräumige horizontale Zirkulation

Hier soll abschließend eine Darstellung der vertikalen Umwälzbewegung, der barotropen horizontalen Zirkulation und der Zirkulation einzelner Wassermassen gegeben werden.

8.1 Die Umwälzbewegung

Die Umwälzbewegung ergibt sich aus den unterschiedlichen Transporten in den verschiedenen Dichteschichten. Die inverse Methode liefert relativ stabile Schätzungen der integralen Transporte und der über einen Schnitt aufsummierten Massentransporte einzelner Wassermassen in einem großen Bereich der Wichtungen und Anfangsschätzungen.

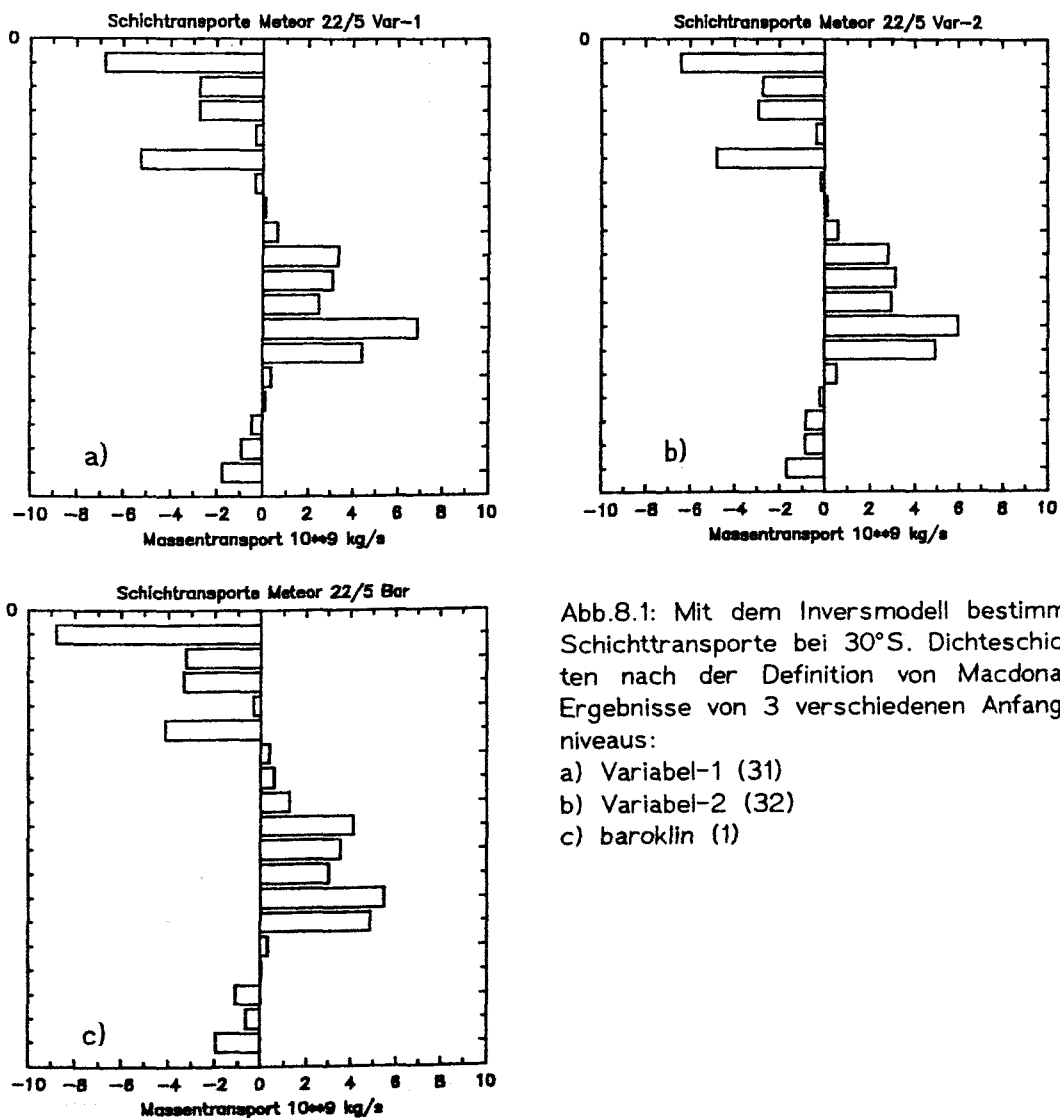


Abb.8.1: Mit dem Inversmodell bestimmte Schichttransporte bei 30°S . Dichteschichten nach der Definition von Macdonald. Ergebnisse von 3 verschiedenen Anfangsniveaus:

- a) Variabel-1 (31)
- b) Variabel-2 (32)
- c) baroklin (1)

Der Hauptanteil der Umwälzbewegung wird durch die barokline Komponente der Geschwindigkeit festgelegt. Daher sind Ergebnisse von Inversmodellen, die von verschiedenen Anfangsniveaus ausgehen, einander sehr ähnlich. Die Massentransporte in den von Macdonald definierten Schichten bei 30°S sind in Abb.8.1 wiedergegeben. Da bei der inversen Methode versucht wird, diese Massentrans-

porte bei den verschiedenen Schnitten gleichzusetzen, sind die Transporte der anderen Zonalschnitte diesem sehr ähnlich.

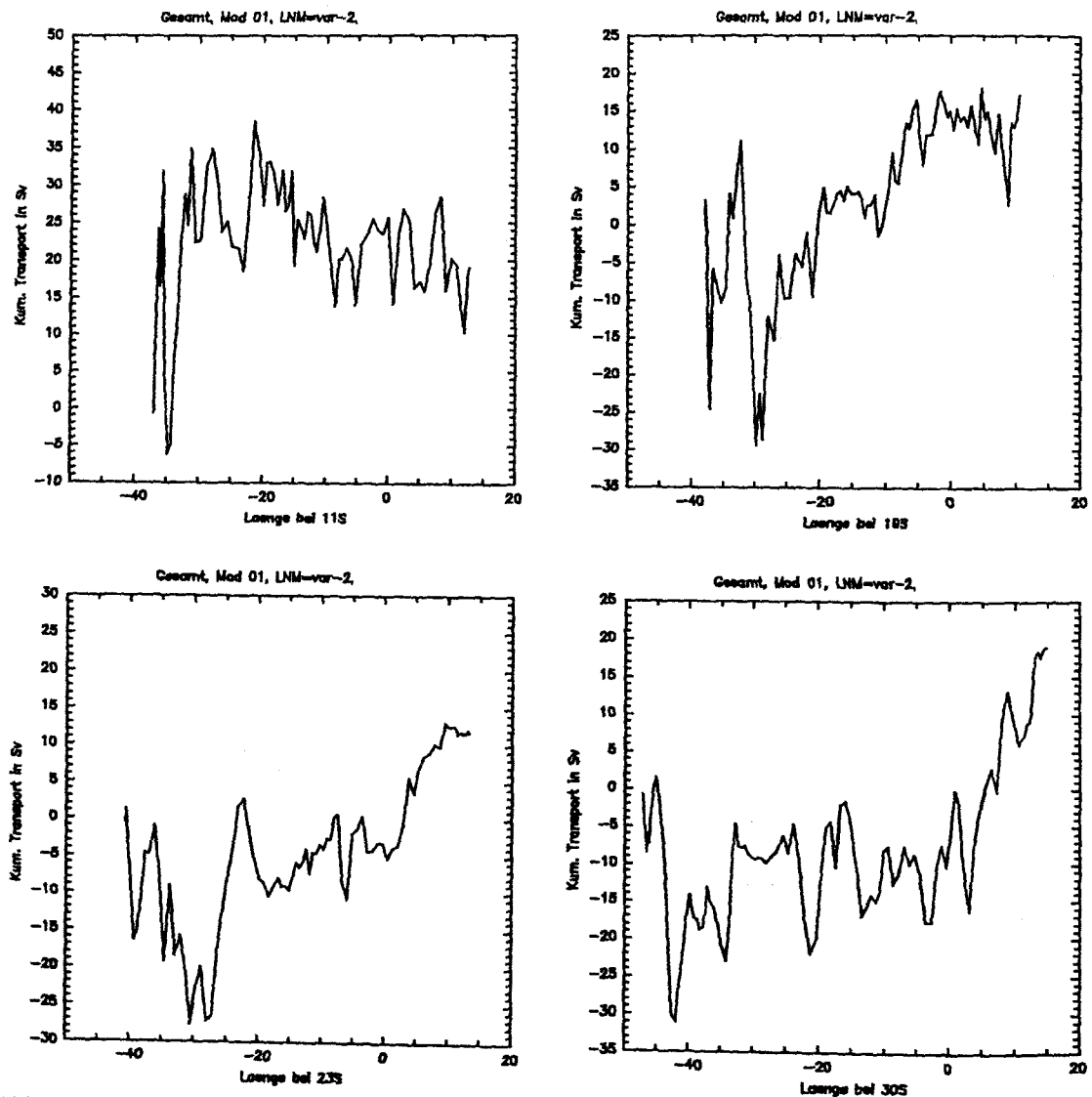


Abb. 8.2: Barotrope Transporte (ohne Ekmananteil), kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte des Nullniveaus "Variabel-2" der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

8.2 Der Gesamtmasstransport

Die barotropen Geschwindigkeiten sind nicht so genau festgelegt wie die Umwälzbewegung und können lokal zwischen verschiedenen Inversmodellen stark differieren. Durch die inverse Analyse wird aber die großräumige Struktur im wesentlichen festgelegt, und die bestehenden Unterschiede sind auf kleineren Skalen festzustellen. In einzelnen extremen Fällen können diese lokalen Unterschiede im kumulativen Transport Werte größer als 50 Sv haben.

Ausgehend von zwei sehr verschiedenen barotropen Transporten (bei 'barokliner' Berechnung per Definition überall 0, für das Nullniveau 'Variabel-2' sind sie in Abb.8.2 dargestellt) ergab die inverse Methode (mit allen Boxen, Schichten nach Macdonald und einem Rang von 0.25%) zwei, in den groben Strukturen doch sehr ähnliche Resultate (Abb. 8.3,8.4).

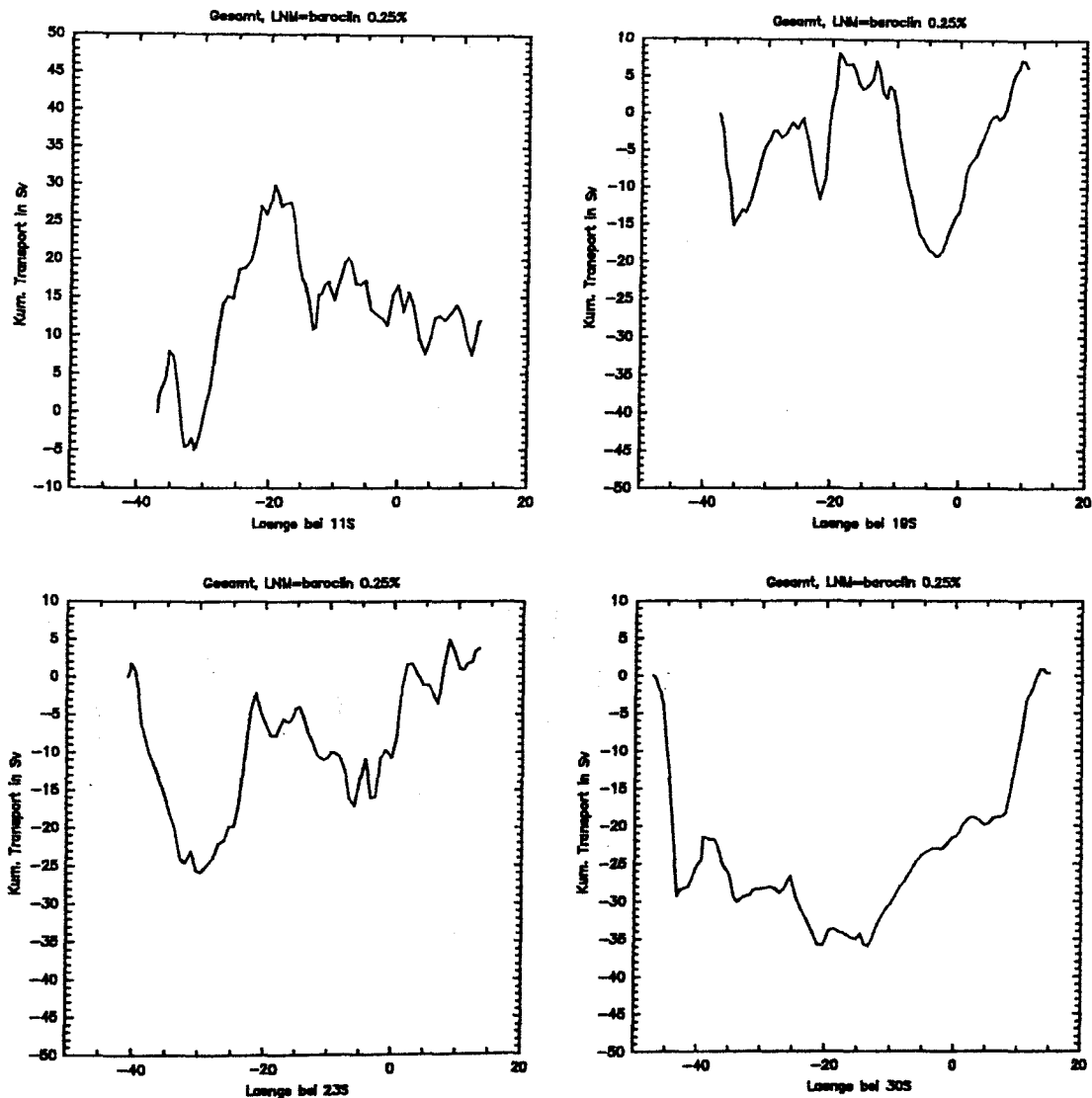


Abb. 8.3: Barotrope Transporte (ohne Ekmananteil), kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte des Inversmodells mit dem baroklinen Anfangsniveau der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

In die dargestellten, vom Westrand aufsummierten Transporte der 4 Zonalschnitte ist der Transport in der Ekman-schicht nicht mit einbezogen. Daher ist der Wert am östlichen Rand auch nicht genau Null, sondern entspricht dem gesamten Ekmantransport über dem Schnitt. Der Transport der Anfangsschätzung ist nicht massenkompensiert, daher beträgt der nordwärtige Transport 20 Sv bei 30°S.

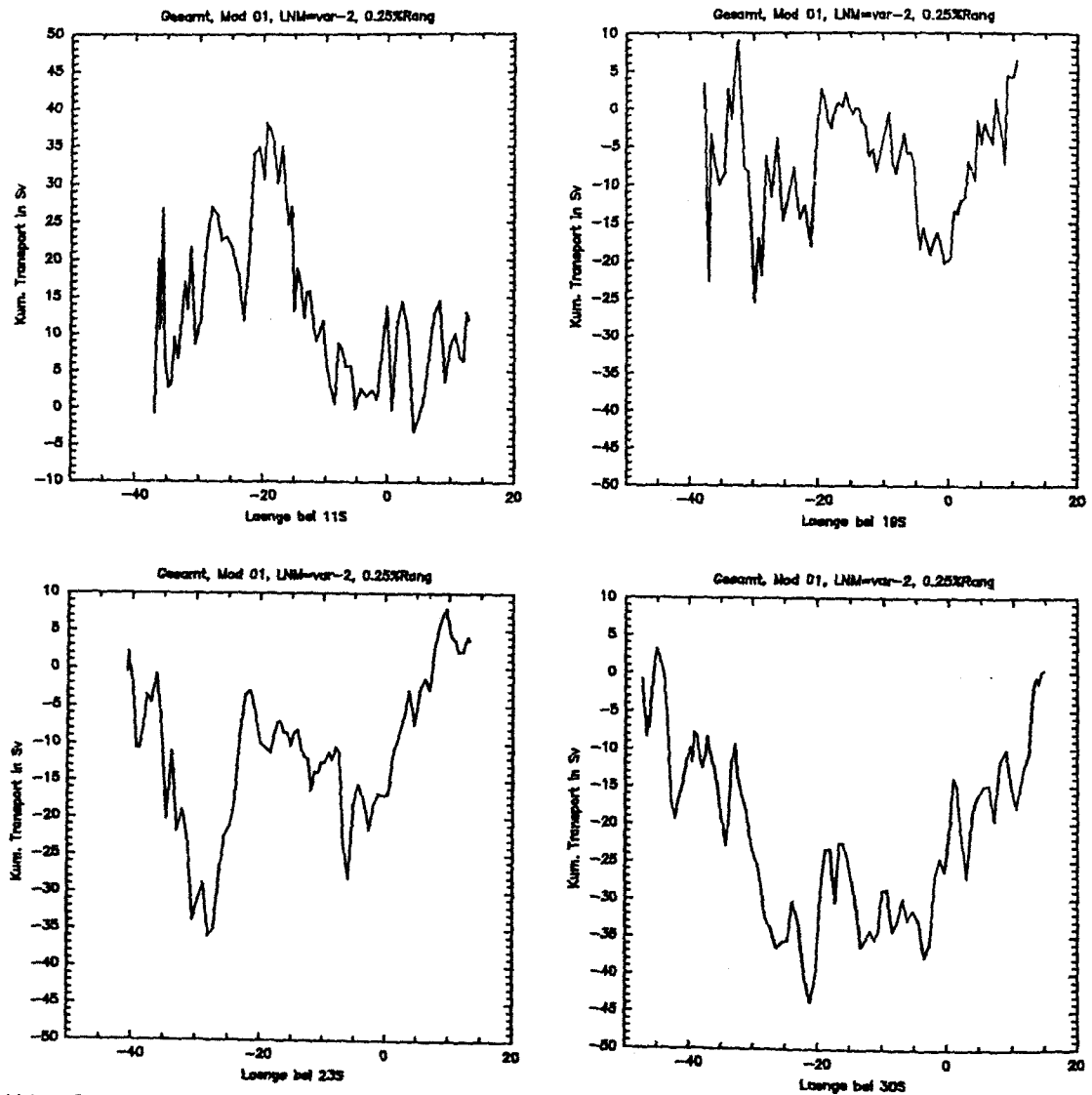


Abb. 8.4: Barotrope Transporte (ohne Ekmananteil), kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte des Inversmodells mit dem Anfangsniveau 'Variabel-2' der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

Bei 30°S zeigt sich ein antizyklonaler Wirbel mit einem Transport von etwa 35Sv, der die gesamte Breite des Südatlantiks einnimmt. Bei 23°S sowie 19°S sind es zwei antizyklonale Wirbel, jeweils einer im Brasilbecken und einer im Angolabecken. Die Stärke der einzelnen Wirbel ist dabei etwa 15Sv bis 25Sv. Bei 11°S ist es ein zyklonaler Wirbel mit etwa 35Sv, der eher im westlichen Becken liegt. Die Schnitte bei 19°S und 23°S können als Überlagerung des 30°S- und 11°S- Schnitte angesehen werden. Die barotrope Zirkulation ändert sich also von antizyklonal bei 30°S zu zyklonal bei 11°S.

Dieses Zirkulationsmuster ist auch noch bei einer Lösung mit Rang 122 grob zu erkennen. Die zusätzlichen barotropen Geschwindigkeiten der inversen Lösung sind dabei bis zu 20cm/s groß. Die höhere Variabilität auf kleineren Skalen bei den Lösungen mit dem variablen Anfangsniveau gegen-

über dem baroklinen resultieren aus dem anfänglichen Geschwindigkeitsfeld und nicht so sehr aus der inversen Analyse.

In der folgenden Beschreibung der Transporte einzelner Wassermassen wird nur das Ergebnis einer inversen Berechnung dargestellt. Diese Berechnung basiert auf dem variablen Nullniveau 2, allen Boxen und den Schichtdefinitionen nach Macdonald. Die Ergebnisse weiterer Berechnungen sind aber der hier beschriebenen sehr ähnlich. Dies wurde schon bei den barotropen Gesamttransporten festgestellt, um so mehr gilt diese Ähnlichkeit bei den Transporten einzelner Wassermassen, da hier der –für alle Berechnungen gleiche– barokline Anteil im Verhältnis zum barotropen groß ist.

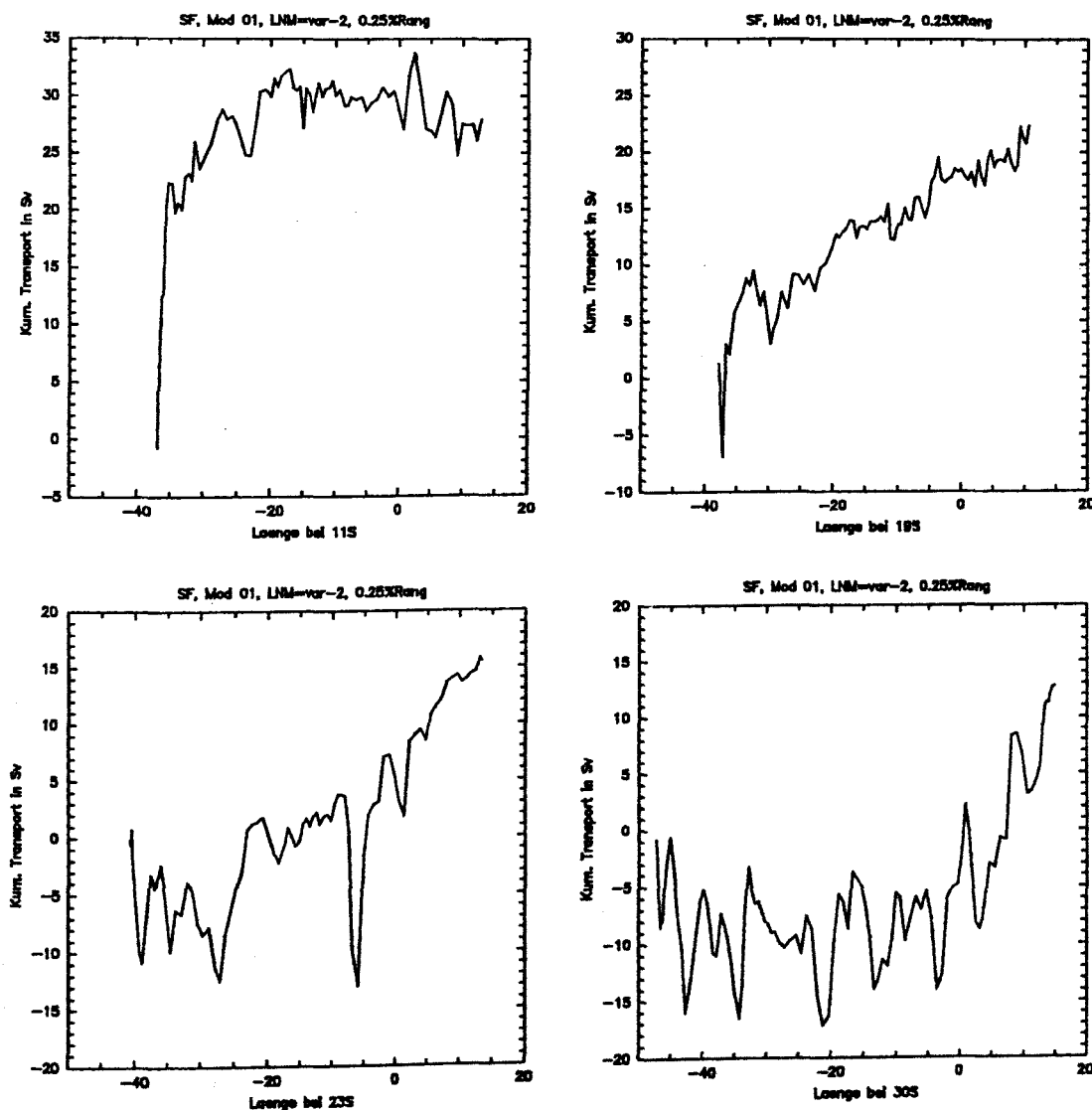


Abb. 8.5: Transporte in der Oberflächenschicht (ohne Ekmananteil), kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographische Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

8.3 Die Zirkulation der Oberflächenwässer

Bei 30°S erkennt man im kumulativen Transport des Oberflächenwassers in Abb. 8.5 die Signatur des Subtropenwirbels. Überlagert von kleinskaligen Strukturen, die es schwer machen, den Brasilstrom zu identifizieren, erkennt man einen südwardigen Transport vom westlichen Rand bis etwa 15°W. Östlich dieser Grenze ist der Transport nordwärts gerichtet. Der gesamte Transport (ohne Ekmananteil) über den Schnitt beträgt etwa 13Sv nach Norden. Der Übergang von südwardigem zu nordwardigem Transport verlagert sich nach Norden hin immer weiter westwärts, bei 23°S ist er bei etwa 25°W zu finden. Bei 19°S ist nur noch direkt am westlichen Rand ein südwardiger Transport erkennbar, ansonsten ist er –mit relativ konstanter Transportrate– nordwärts gerichtet. Bei 11°S tritt der nordwardige Transport stark gebündelt am westlichen Rand auf. Bei einem Transport von 20Sv auf einer Breite von nur wenigen Längengraden kann man hier von einem starken, nach Norden setzenden Randstrom ausgehen.

Das starke Signal bei 23°S, 5°W wurde schon von McCartney & Woodgate-Jones (1991) beschrieben und als Wirkung eines Wirbels interpretiert.

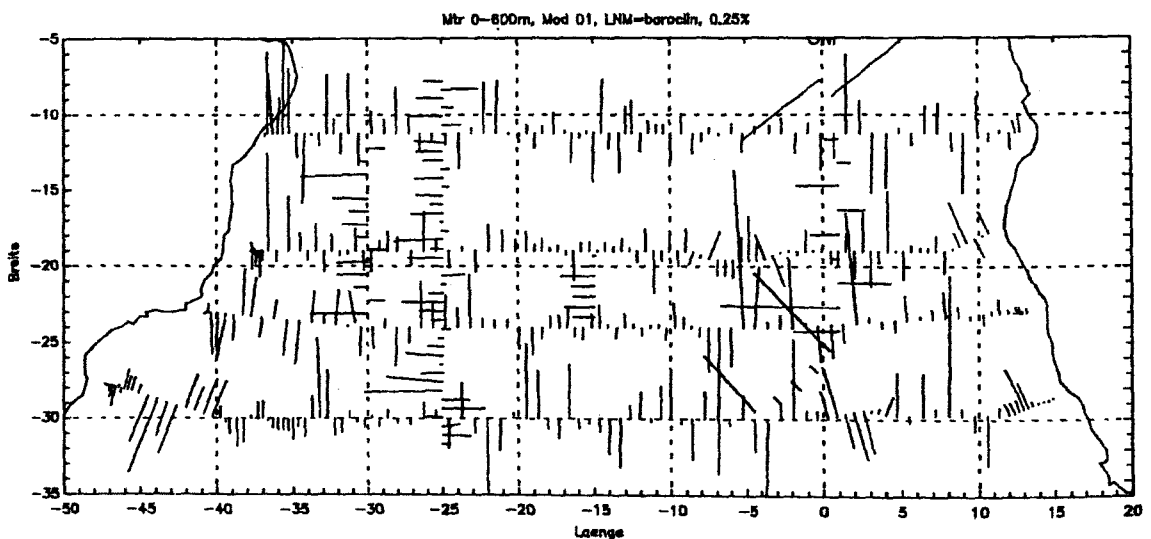


Abb. 8.6: Vektoren des Massentransportes senkrecht zu den hydrographischen Schnitten in der Schicht von 0 bis 600 dbar.

In den Massentransporten der Schicht 0 bis 600 dbar (Abb.8.6) erkennt man bei den meridionalen Schnitten eine überwiegend zonale Ausbreitung nach Westen, die für die Verlagerung des nordwardigen Transports nach Westen notwendig ist. In diesem Bild ist der Brasilstrom klarer zu erkennen, ausgehend von 19°S bis zu einem starken Signal mit angrenzender Rezirkulation bei 30°S. Im Osten sieht man ein deutliches Signal des Benguelastroms, der bei 30°S einen Transport von etwa 15 Sv aufweist und in Küstennähe verläuft. Bei 23°S hat er sich dann von der Küste gelöst. Bei 11°S ist der Transport am östlichen Rand in Übereinstimmung mit Untersuchungen von Moroshkin et al. (1970) und Gordon & Bosley (1991) südwärts gerichtet.

Die beschriebene Zirkulation stimmt im wesentlichen mit der von Peterson & Stramma (1991) zusammengefaßten geostrophischen Oberflächen-Zirkulation überein.

Diese Zirkulation der Oberflächenwässer zeigt sich auch bei den einzelnen Wassermassenanteilen. Wie im Kapitel zur Wassermassenanalyse schon beschrieben wurde, konnten in Tiefen um 400m

zwei verschiedenen Wassermassen identifiziert werden. Die salzreichere, mit SF3 bezeichnete Wassermasse findet sich dabei im nordöstlichen Teil des Südatlantiks. Hohe Anteile dieser Wassermasse treten bei 23°S nur am östlichen Rand auf. Die Verteilung bei 19°S ist in Abb. 8.7 wiedergegeben. Die Front zwischen den beiden Wassermassen liegt hier etwa bei 2°W. Bei 25°W (Abb. 8.8) befindet sich die Front dann bei etwa 15°S. Da man diese Front als nördliche Grenze des Subtropenwirbels ansehen kann, zeigt sich auch hier die starke zonale Ausrichtung des Subtropenwirbels nördlich von 23°S.

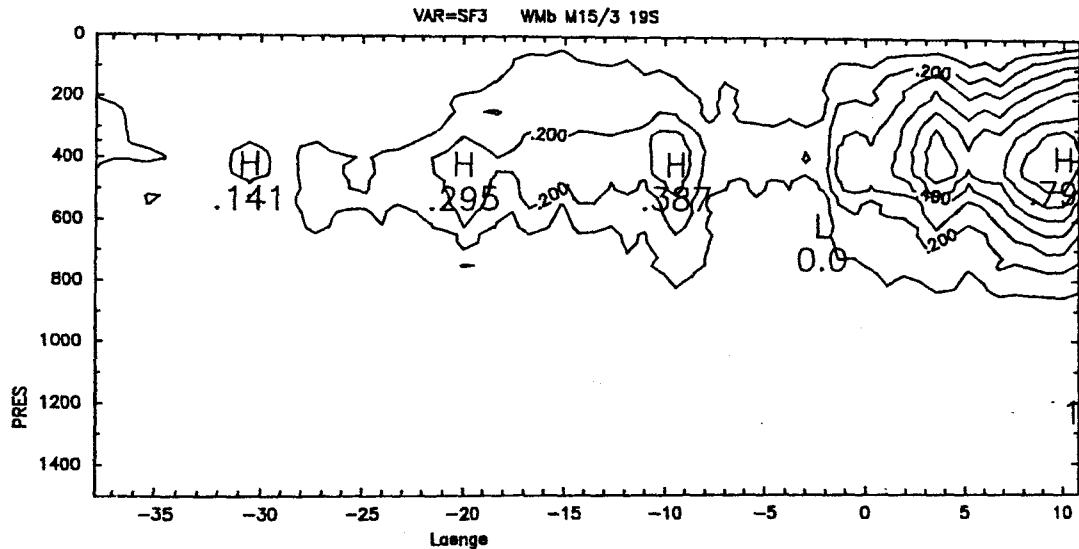


Abb. 8.7: Anteil der Wassermasse SF3 bei 19°S. Konturintervall = 0.1

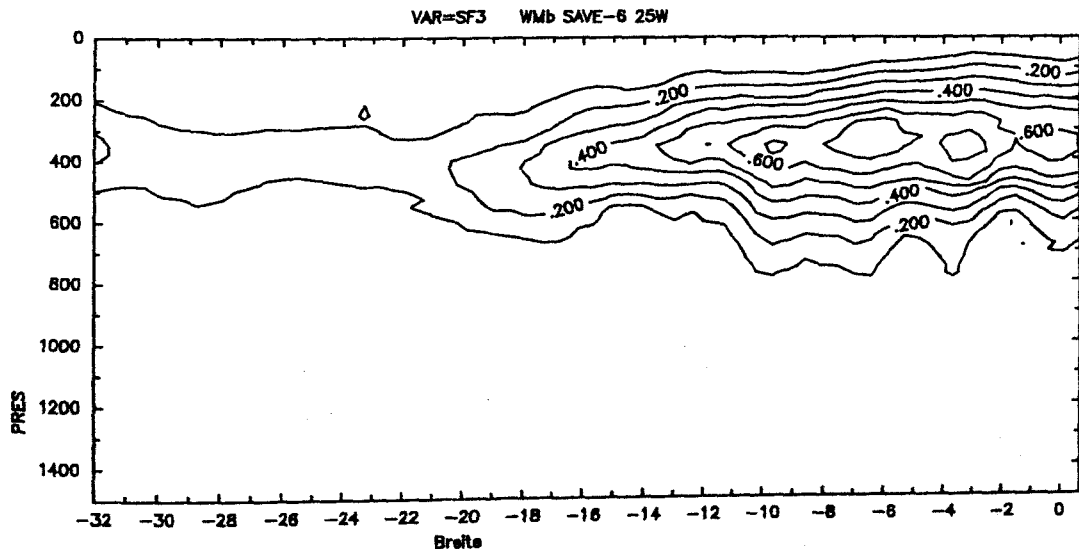


Abb. 8.8: Anteil der Wassermasse SF3 bei 25°W. Konturintervall = 0.1

8.4 Die Zirkulation der Zwischenwässer

Wüst (1935) nahm eine Hauptausbreitung des AAIW am westlichen Rand des Südatlantiks an. Im Gegensatz dazu sieht Reid (1989) die Zirkulation nicht als kontinuierliches Band entlang des westlichen Randes, sondern stellt fest, daß der Transport zwischen etwa 40°S und 25°S in einem großen

antizyklonischen Wirbel erfolgt; bei 40°S erst westwärts, dann nordwärts und dann wieder zum westlichen Rand bei etwa 25°S zurück.

Die hier durchgeführte Wassermassenanalyse ergibt die höchsten Anteile von AAIW im Bereich des westlichen Randes (siehe Abb.8.9 und 8.10). Diese spricht für eine Hauptausbreitung entlang des westlichen Randes, wie von Wüst (1935) postuliert. Die inverse Berechnung ergibt im allgemeinen eine nordwärtige Ausbreitung im westlichen Bereich, außer bei 30°S, wo der Transport im westlichen Bereich von 45°W bis 20°W südwärts gerichtet ist. Diese südwärtige Ausbreitung bei 30°S zeigt sich auch in den direkten Strömungsmessungen (siehe Kap.4). Der nordwärtige Transport erfolgt bei 30°S östlich von 0°W. Das hier vorgefundene Zirkulationsmuster entspricht also eher dem von Reid (1989).

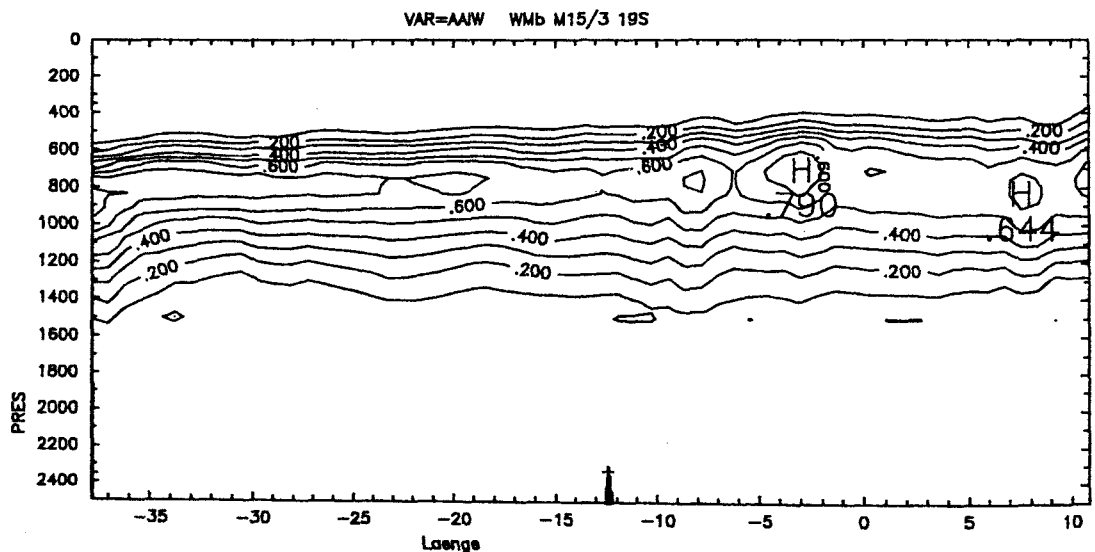


Abb. 8.9: Anteil der Wassermasse AAIW bei 19°S. Konturintervall = 0.1 .

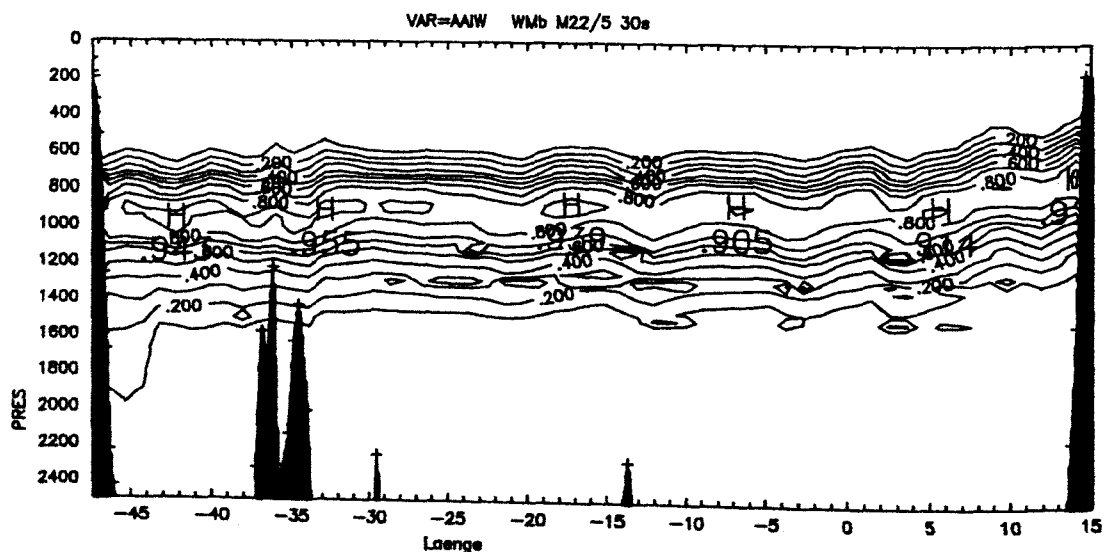


Abb. 8.10: Anteil der Wassermasse AAIW bei 30°S. Konturintervall = 0.1 .

Der nordwärtige Transport im westlichen Bereich nimmt nach Norden hin zu. Bei 11°S erreicht der kumulative Transport Werte größer als 15 Sv. Dies zeigt, daß die Oberflächenzirkulation teilweise

bis in die Tiefe des AAIW reicht. Ein nordwärtiger Transport im östlichen Bereich zeigt sich bis zu 11°S , die Stärke nimmt nach Norden hin aber ab.

Auch die Zirkulation im uCP ähnelt sehr der Oberflächenzirkulation. Da, wie bei der Bestimmung der Wassermassen über Dichteflächen gesehen, gerade im Zwischenwasser die Zuordnung von Wassermassen zu Dichteschichten schwer fällt, kann hier nicht von reinem Zwischenwassertransport gesprochen werden, insbesondere nicht bei den nördlicheren Schnitten, da dort z.B. der uCP-Gehalt nur maximal 30% beträgt.

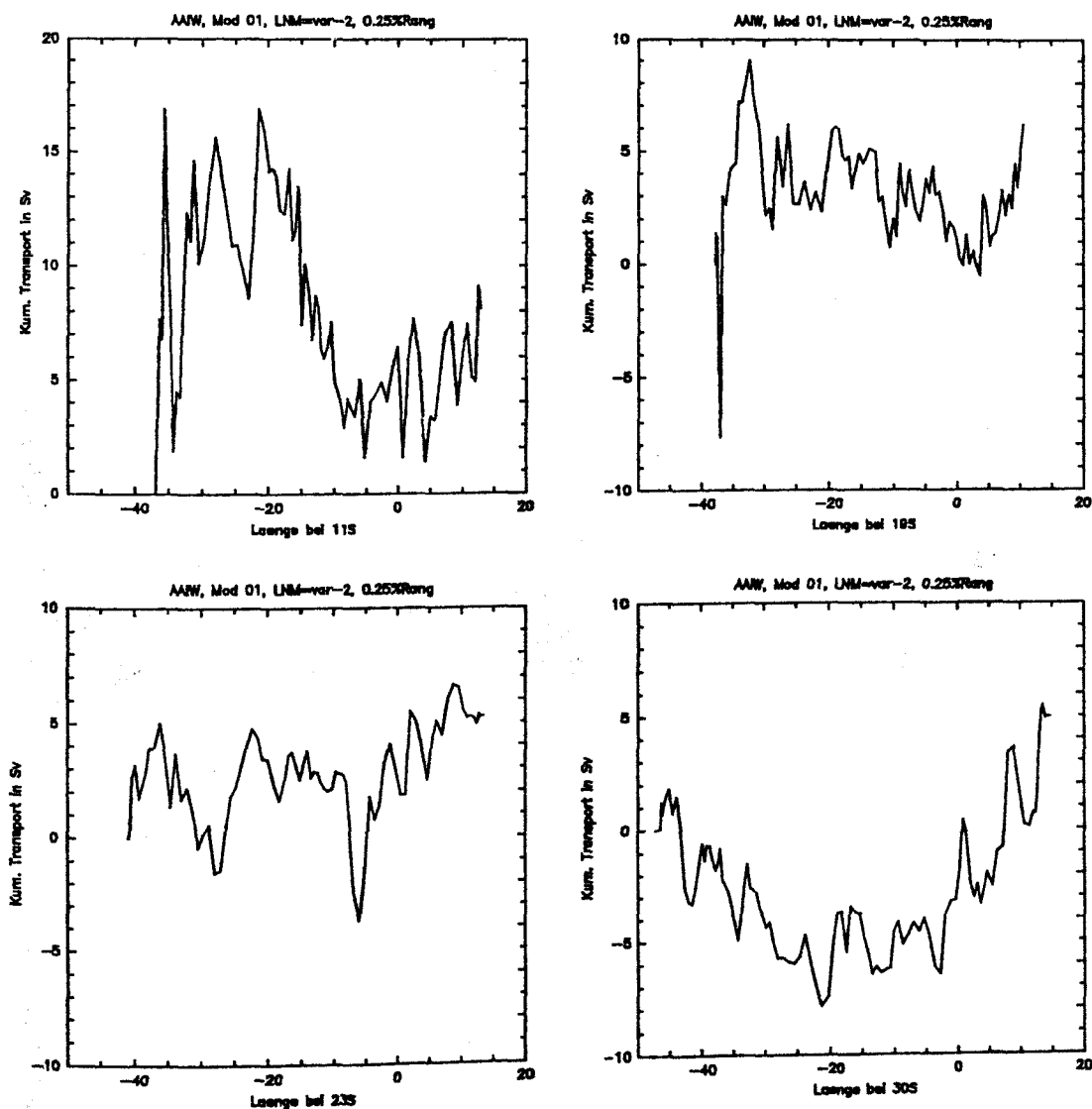


Abb. 8.11: Transporte im Dichtebereich des AAIW, kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte der 4 Zonalschnitte bei 11°S , 19°S , 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

8.5 Die Zirkulation der Tiefenwässer

Die Identifizierung von NADW über Dichteflächen ist eindeutiger als die der Zwischenwässer. Der Transport erfolgt hier im wesentlichen im westlichen Bereich (Abb. 8.14). Bei 11°S ist er als tiefer Randstrom ausgeprägt, mit einem Transport von etwa 20 Sv über 4° Länge. Bei 30°S erfolgt der Transport dagegen in einem etwa 15° Länge breiten Band. Bei 11°S erkennt man ein weiteres Transportband entlang dem Mittelatlantischen Rücken, welches sich bei 19°S etwas weiter östlich fortsetzt. Bei 23°S ist dieses Transportband nicht mehr erkennbar, was aber auch an dem Wirbel bei 5°W liegen kann. Das Transportband am westlichen Rand zeigt sich auch als klares Signal in den Wassermassenanteilen, wohingegen am Mittelatlantischen Rücken in den Wassermassenanteilen (Abb. 8.12 und 8.13) kein klares Signal für einen südwardigen Transport erkennbar ist.

Das AABW (hier nicht dargestellt) breitet sich im westlichen Becken nordwärts aus und folgt dabei größtenteils den topographischen Gegebenheiten.

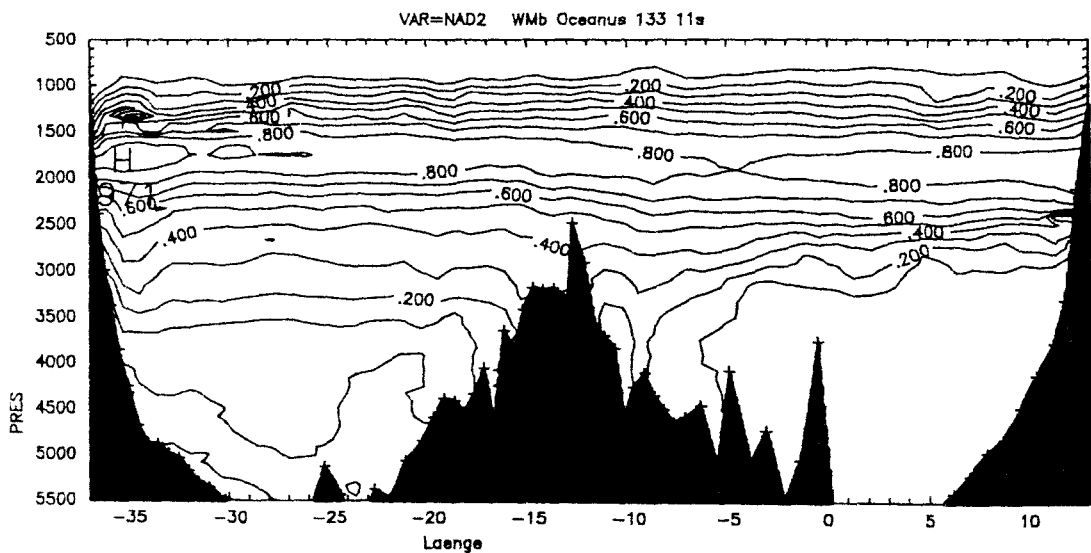


Abb. 8.12: Anteil der Wassermasse NADW-2 bei 11°S. Konturintervall = 0.1 .

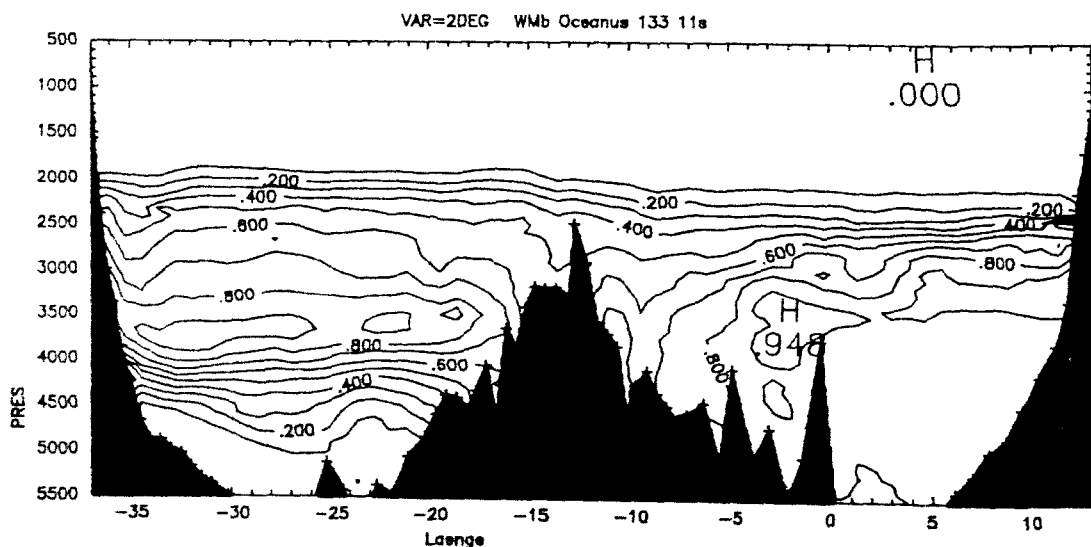


Abb. 8.13: Anteil der Wassermasse 2°C-W bei 11°S. Konturintervall = 0.1 .

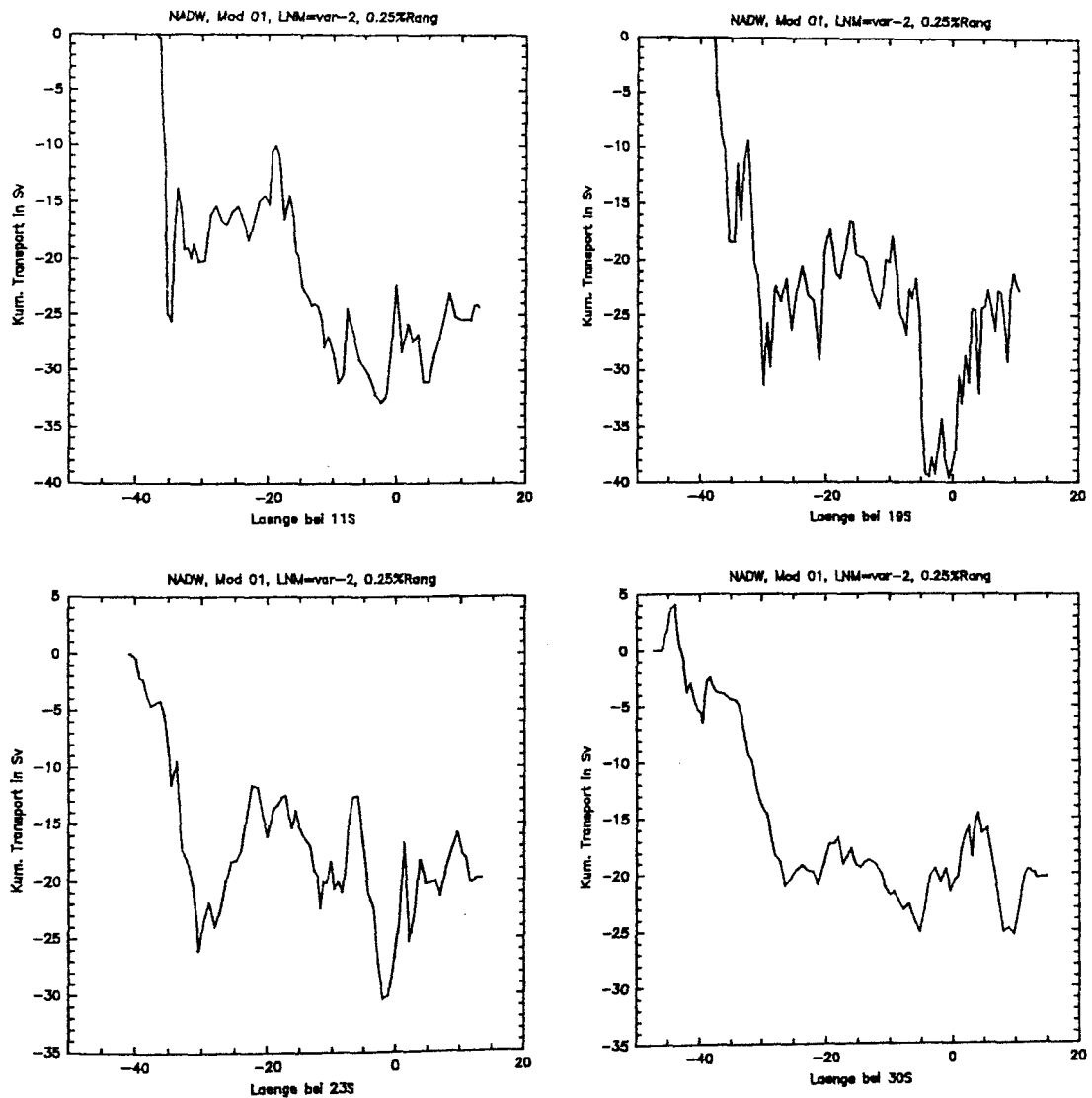


Abb. 8.14: Transporte im Dichtebereich des NADW, kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographische Länge. Die Ordinate zeigt immer den gleichen Gesamtbereich, aber verschiedene Achsenabschnitte.

9. Zusammenfassung

Für die vorliegende Untersuchung der großräumigen Zirkulation im Südatlantik und der Transporte von Wärme und anderen Größen standen hochaufgelöste hydrographische Daten und direkte Strömungsmessungen zur Verfügung.

Die Auswertung der direkten Strömungsmessungen bei 30°S ergab einen über 2 Jahre gemittelten Volumentransport im Brasilstromes von etwa 10 Sv nach Süden und einen Transport von 4–5 Sv Bodenwasser durch den Vema-Kanal nach Norden. Der im Vergleich zu anderen westlichen Randströmen kleine Transport des Brasilstromes bei dieser Breite war schon aus geostrophischen Berechnungen bekannt und konnte nun mit direkten Strömungsmessungen bestätigt werden.

Eine Multiparameter-Analyse konnte einheitlich auf die hydrographischen Daten des gesamten subtropischen Südatlantiks angewendet werden. Deutlicher als in anderen Variablen trat in den Wassermassenanteilen der Unterschied zwischen dem Subtropenwirbel und der Zirkulation im nordöstlichen Südatlantik in Erscheinung. Aus der räumlichen Verteilung der Wassermassen ergaben sich Annahmen zu den Nullniveaus der Geschwindigkeit für die Berechnung der geostrophischen Transporte.

Die geostrophischen Transporte der einzelnen Schnitte wurden mit der inversen Methode untereinander und mit den Transporten aus den direkten Strömungsmessungen verknüpft. Die hiermit berechnete Wärmetransporte sind 0.70 PW (bei 11°S), 0.69 (19°S), 0.36 PW (23°S) und 0.40 PW (30°S). Die Unsicherheit dieser Werte durch die in den geostrophischen Berechnungen unbekannten barotropen Geschwindigkeiten konnte durch die inverse Methode auf 0.1 PW reduziert werden. In etwa genau so groß, außer bei 11°S mit 0.19 PW, sind die Fehler durch Ungenauigkeiten im windgetriebenen Ekmananteil. Der größte Einzelfehler mit 0.18 PW ergibt sich aus der zeitlichen Variabilität in der Temperatur. Diese Variabilität ist wohl auch die wichtigste Ursache für die nicht ganz ins Gesamtbild passenden Transporte des 23°S-Schnittes. Der mittlere quadratische Gesamtfehler liegt zwischen 0.22 PW (30°S) und 0.28 PW (11°S). Frühere Berechnungen haben schon allein aufgrund der schlechteren räumlichen Auflösung der verwendeten Daten einen um 0.1 PW größeren Gesamtfehler.

Aus der Betrachtung von Massen- und Wärmetransporten bei 30°S folgt ein stärkerer Beitrag der Warmwasserroute des "Conveyor Belt" gegenüber der Kaltwasserroute.

Die Transporte anderer Größen wurden in gleicher Weise wie die Wärmetransporte bestimmt. In dem hierfür benutzten Inversmodell wurde dabei als zusätzliche Forderung die Erhaltung der mittels der Multiparameter Analyse berechneten Wassermassen benutzt. Mit Berücksichtigung des Transportes durch die Beringstraße konnten so insbesondere der gesamte Frischwassertransport und der CO₂-Transport bestimmt werden. Die Divergenz der direkt bestimmten Frischwassertransporte im Ozean ergaben im Bereich von 11°S bis 30°S die gleichen Oberflächenflüsse, wie sie von Baumgartner & Reichel angegeben wurden. Nördlich davon ergibt sich aber ein im Vergleich etwas geringerer mittlerer Frischwasserfluß vom Ozean in die Atmosphäre.

Zum erstenmal wurde der Transport des gesamten gelösten Kohlenstoffs bestimmt, der nicht auf einzelnen Messungen, sondern auf einen vollständigen transatlantischen Schnitt basiert. Dieser Teil

des gesamten Kohlenstoffkreislaufs war bisher nur sehr ungenau bekannt. Der Transport liegt bei etwa 3000 kmol/s, wobei der größte Anteil durch den Frischwassertransport bestimmt ist.

Das Bild der großräumigen horizontalen Zirkulation bestätigte vor allem die neuere Auffassung, daß das AAIW nicht kontinuierlich am westlichen Rand nach Norden fließt. Der nordwärtige Weg des AAIW's verläuft bei 30°S im östlichen Teil des Atlantiks. Von dort geht es zonal zur amerikanischen Küste zurück und dann zwischen 23°S und 11°S wieder nordwärts entlang des westlichen Randes. Obwohl bei 30°S man die höchsten Wassermassenanteile von AAIW am westlichen Rand findet, ist der Transport dort überwiegend nach Süden gerichtet.

Bei 11°S zeigte die inverse Analyse im Bereich des NADW zusätzlich zum tiefen westlichen Randstrom einen starken südwärtigen Transport bei etwa 15°W entlang dem Mittelatlantischen Rücken. Bei 30°S findet man keinen ausgeprägten tiefen westlichen Randstrom wie in den anderen Schnitten, der südwärtige Transport von NADW hat sich vom westlichen Rand gelöst und erfolgt in einem breiten Stromband zwischen 45°W und 25°W.

10. Literaturverzeichnis

Verwendete Abkürzungen:

DAO = Dynamics of Atmospheres and Oceans

DSR = Deep Sea Research

JOAT = Journal of Atmospheric and Oceanic Technology

JGR = Journal of Geophysical Research

JPO = Journal of Physical Oceanography

GRL = Geophysical Research Letters

OA = Oceanologica Acta

RGSP = Reviews of Geophysics and Space Physics

Andri ,C. ; Oudot,C. ; Genthon,C. ; Merlivat,L ; 1986

CO2 Fluxes in the Tropical Atlantic during FOCAL Cruises

JGR 91,C10, S.11741-11755

Barnier,B. ; Simonot,J.-Y. ; 1990

Net surface heat flux over the North and South Atlantic in 1985-1986 from day1 predictions of the european center for medium-range weather forecast

JGR 95,C8, S.13301-13311

Baumgartner,A. ; Reichel,E. ; 1975

Die Weltwasserbilanz

Oldenburg Verlag, München, 179 Seiten

Bennett,A.F. ; 1978

Poleward Heat Fluxes in Southern Hemisphere Oceans

JPO 8, S.785-798

Böning,C.W. ; D scher,R. ; Isemer,H.-J. ; 1991

Monthly Mean Wind Stress and Sverdrup Transports in the North Atlantic: A comparison of the Hellermann-Rosenstein and Isemer-Hasse Climatologies

JPO 21, S.221-235

Böning,C.W. ; D scher,R. ; Budich,R.B. ; 1991

Seasonal Transport Variations in the Western Suptropical North Atlantic: Experiments with an Eddy-resolving Model

JPO 21, S.1271-1289

Böning,C.W. ; 1992

Transportprozesse im subtropischen Nordatlantik: Untersuchungen mit wirbelaufl senden Modellen der wind-getriebenen und thermohalinen Zirkulation

Habilitationsschrift, Universität Kiel, 173 Seiten

Broecker,W.S. ; Takahashi,T. ; Li,Y.-H. ; 1976

Hydrography of the Central Atlantic-I. The two-degree discontinuity

DSR 23, S.1083-1104

Broecker,W.S. ; Takahashi,T. ; Stuiver,M. ; 1980

Hydrography of the Central Atlantic-II. Waters beneath the two-degree discontinuity

DSR 27A, S.397-419

- Broecker, W.S. ; Takahashi, T. ; 1980
Hydrography of the Central Atlantic-III. The north atlantic deep-water complex
DSR 27A, S.591-613
- Broecker, W.S. ; Peng, T.-H. ; 1982
Tracers in the sea
Columbia university, New York, USA, S.690.
- Broecker, W.S. ; Severinghaus, J.P. ; 1992
Diminishing oxygen
Nature 358, 8/1992, S.710-711
- Bryan, K. ; 1962
Measurements of meridional Heat Transport by Ocean Currents
JGR 67, S.3403-3414
- Bryan, K. ; 1991
Poleward heat transport in the Ocean. A review of a hierarchy of models of increasing resolution
Tellus 43AB, S.104-115
- Bryden, H.L. ; Roemmich, D.H. ; Church, J.A. ; 1990
Ocean Heat transport across 24°N in the Pacific
DSR 38, S.884-886
- Brewer, P.G. ; Goyet, C. ; Dyrssen, D. ; 1989
Carbon dioxide transport by ocean currents at 25°N latitude in the Atlantic Ocean
Science 246, S.477-479
- Bunker, A.F. ; 1976
Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean
Monthly Weather Review 104, S.1127-1140
- Bunker, A.F. ; 1988
Surface Energy fluxes of the South Atlantic Ocean
Monthly Weather Review 116, S.809-823
- Cessi, P. ; 1992
Ventilation of eastern subtropical Gyres
JPO 22, p.683-685
- Coachman, L.K. ; Aagaard, K. ; 1988
Transports through Bering Strait: Annual and Interannual Variability
JGR 93, C12, S.15535-15539
- Cox, M.D. ; 1989
An idealized Model of the World Ocean. Part I: The Global-Scale Water Masses
JPO 19, S.1730-1752
- Defant, A. ; 1941
Forschungen und Fortschritte in der geographisch-geophysikalischen Ozeanographie 1930-1940
Forschungen und Fortschritte, 17. Jahrgang, Nr.10/11
- Emery, W.J. ; Meincke, J. ; 1986
Global water masses: summary and review
OA 9, S.383-391

Evans,D.L. ; Signorini,S.G. ; Miranda,L.B. ; 1983

A Note on the transport of the Brazil Current

JPO 13, S.1732-1738

Evans,D.L. ; Signorini,S.G. ; 1985

Vertical Structure of the Brazil Current

Nature 315, S.48-50

Fiadeiro,M.E. ; Veronis,G. ; 1984

Obtaining velocities from tracer distributions

JPO 14, S.1734-1746

Fu,L. ; 1981

The general circulation and meridional heat transport of the Subtropical South Atlantic determined by inverse methods.

JPO 11, S.1171-1193

Fuglister,F.C. ; 1960

Atlantic Ocean Atlas of temperature and salinity profiles and data for the IGY of 1957-1958

Atlas Series 1, WHOI, USA

Garzoli,S.L. ; Bianchi,A. ; 1987

Time-space variability of the local dynamics of the Malvinas-Brazil confluence as revealed by inverted echo sounders

JGR 92, C2, S.1914-1922

Garzoli,S.L. ; Garaffo,Z. ; 1989

Transport, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas Currents confluence

DSR 36, S.681-703

Georgi,D.T. ; 1981

Circulation of bottom waters in the southwestern South Atlantic

DSR 28a, S.959-979

Gordon,A.L. ; 1986

Interocean Exchange of Thermocline Water

JGR 91, C4, S.5037-5046

Gordon,A.L. ; 1989

Brazil-Malvinas Confluence -1984

DSR 36, S.359-384

Gordon,A.L. ; Bosley,K. ; 1991

Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic

DSR 38, Suppl.1, S.323-343

Gordon,A.L. ; Greengrove,C.L. ; 1986

Geostrophic circulation of the Brazil-Malvinas confluence-1984

DSR 33, S.573-585

Hall,M.M. ; Bryden,H.L. ; 1982

Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport

DSR 29, S.339-359

- Hastenrath, S. ; Lamb, P.J. ; 1982
Heat Budget Atlas Of the Tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans
University of Wisconsin
- Hastenrath, S. ; 1982
On meridional heat transports in the world ocean
JPO 12, S.922-927
- Hastenrath, S. ; Merle, J. ; 1986
The annual march of Heat storage and export in the Tropical Atlantic Ocean
JPO 16, S.694-708
- Hellermann, S. ; Rosenstein, M. ; 1983
Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates
JPO 13, S.1093-1104
- Houghton, R.W. ; 1983
Seasonal Variations of the Subsurface Thermal structure in the Gulf of Guinea
JPO 13, S.2070-2081
- Houghton, R.W. ; 1989
Influence of local and remote wind forcing in the Gulf of Guinea
JGR 94, C4, S.4816-4828
- Hsiung, J. ; 1985
Estimates of global oceanic meridional heat transport
JPO 15, S.1405-1413
- Hsiung, J. ; Newell, R.E. ; Houghtby, T. ; 1989
The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 115, S.1-28
- Isemer, H.-J. ; Hasse, L. ; 1985
The Bunker climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol.2: Air-Sea Interactions
Springer Verlag, Berlin, S.252
- Kawase, M. ; Sarmiento, J.L. ; 1985
Nutrients in the atlantic Thermocline
JGR 90, C5, S.8961-8979
- Kawase, M. ; Sarmiento, J.L. ; 1986
Circulation and Nutrients in Middepth Atlantic Waters
JGR 91, C8, S.9749-9770
- Klein, B. ; 1992
Die Kapverden-Frontalzone
Berichte aus dem Institut für Meereskunde and der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr.227, 191 Seiten
- Lamb, P.J. ; Bunker, A.F. ; 1982
The annual march of the heat budget of the North and Tropical Atlantic Oceans
JPO 12, S.1388-1410
- Lawson, C.L. ; Hanson, R.J. ; 1974
Solving least squares problems
Prentice-Hall series in automatic processing, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, S.340

Levitus, S. ; 1987

Meridional Ekman Heat Fluxes for the World Ocean and Individual Ocean Basins

JPO 17, S.1484-1492

Levitus, S. ; 1988

Ekman volume fluxes for the world ocean and individual ocean basins

JPO 18, S.271-279

Lutjeharms, J.R.E. ; Shannon, L.V. ; Beekman, L.J. ; 1988

On the surface drift of the Southern Ocean

JMR 46, S.267-279

Maamaatuaiahutapu, K. ; Garçon, V.C. ; Provost, C. ; Boulahdid, M. ; Osiroff, A.P. ; 1992

Brazil-Malvinas confluence: water mass composition

JGR 97, C6, S.9493-9505

Macdonald, A.M. ; 1991

Mass, Heat, Oxygen and Nutrient Fluxes at 30°S and their Implications for the Pacific-Indian Through Flow and the Global Heat Budget.

Master of Science thesis, MIT+WHOI

Macdonald, A.M. ; 1993

Property Fluxes at 30°S and Their Implications for the Pacific-Indian Troughflow and the Global Heat Budget

JGR 98, S.6851-6868

Mackas, D.L. ; Denman, K.L. ; Bennet, A.F. ; 1987

Least squares multiple tracer analysis of water mass composition

JGR 92, C3, S.2907-2918

Matano, R.P. ; Philander, S.G.H. ; 1993

Heat and mass balances of the South Atlantic Ocean calculated from a numerical model

JGR 98, C1, S.977-984

McBean G.A. ; 1991

Estimation of the Pacific Ocean meridional heat flux at 35°N

Atmosphere-Ocean 29 (3), S.576-595

McCartney, M.S. ; Woodgate-Jones, M.E. ; 1991

A deep-reaching anticyclonic eddy in the subtropical gyre of the eastern South Atlantic

DSR 38, suppl.1, S.S411-S443

McCartney, M.S. ; 1992?

The transport of Antarctic Bottom water at 4°N in the western basin of the North Atlantic Ocean

submitted to JGR

Menke, W. ; 1984

Geophysical data analysis : Discrete inverse Theory

Academic Press, New York, S.260

Mercier, H. ; 1986

Determining the General Circulation of the Ocean: A Nonlinear Inverse Problem

JGR 91, C4, S.5103-5109

Mercier,H. ; 1989

A study of the time-averaged circulation in the western north atlantic by simultaneous nonlinear inversion of hydrographic and current meter data
DSR 36, S.297-313

Miranda,L.B. ; Castro Filho,B.M. ; 1982

Geostrophic flow conditions of the Brazil current at 19°S
Ciencia Interamericana 22, S.44-48

Mohn,C. ; 1992

Das Tiefenwasser im südlichen Angola-Becken
Diplomarbeit der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät an der Universität Kiel, S.93

Moore,D.W. ; Philander,S.G.H. ; 1977

8. Modeling of the tropical oceanic Circulation
in: The Sea, Vol.6, S.319-361

Moroshkin,K.V. ; Bubnov,V.A. ; Bulatov,R.P. ; 1970

Water circulation in the eastern South Atlantic Ocean
Oceanology 10, S.27-34

Müller,T.J. ; 1987

Analyse niederfrequenter Strömungsschwankungen im Nordostatlantik
Berichte aus dem Institut für Meereskunde and der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr.170, 135 Seiten

Müller,T.J. ; Siedler,G. ; 1992

Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean
JMR 50, S.63-98

Navrotskaya,S.Y. ; Dubravin,V.F. ; 1987

Distribution of the subsurface salinity maximum in the tropical Atlantic Ocean
Oceanology, 27, S.142-146

Olbers,D.J. , Wenzel,M.K.C. ; Willebrand,J. ; 1985

The inference of North Atlantic circulation patterns from climatological data.
Rev. Geophys. 23, S.313-356

Onken,R. ; 1994

The Asymmetry of Western Boundary Currents in the Upper Atlantic Ocean
JPO 24, S.928-948

Paul,U. ; 1994

Objektive Analyse ozeanographischer Daten mit orthogonalen Polynomflächen
Deutsche Hydrographische Zeitschrift 46, S.29-60

Pedlosky,J. ; 1979

Geophysical Fluid Dynamics
Springer Verlag, S.624

Peterson,R.G. ; Stramma,L. ; 1991

Upper level circulation in the South Atlantic Ocean
Progress in Oceanography 26, S.1-73

Philander,S.G.H. ; Pacanowski,R.C. ; 1986

The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean
JGR 91, C12, S.14212-14220

- Pierre, C. ; Vergnaud-Grazzini, C. ; Faugere, J.C. ; 1991
Oxygen and carbon stable isotope tracers of the water masses in the central Brazil Basin
DSR 38, 5, S.597-606
- Piola, A.R. ; Gordon, A.L. ; 1989
Intermediate waters in the southwest South Atlantic
DSR 36, S. 1-16
- Reid, J.L. ; 1989
On the total geostrophic circulation of the South Atlantic ocean: Flow patterns, tracers and transports
Progress in Oceanography 23, S.149-244
- Reverdin, G. ; 1985
Heat budget of the tropical Atlantic Ocean - seasonal upwellings
DSR 32, S.363-368
- Richardson P.L., Walsh D. ; 1986
Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts
JGR 91, C9, S.10537-10550
- Rintoul, S.R. ; 1991
South Atlantic interbasin exchange
JGR 96, C2, S.2675-2692
- Reverdin, G. ; 1993
Upper ocean temperature and salinity sections in the South Atlantic in 1911
DSR, revised December 1993
- Roemmich, D. ; 1981
Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods.
JPO 10, 1972-1983
- Roemmich, D. ; 1983
The balance of geostrophic and ekman transports in the tropical Atlantic Ocean
JPO 13, 1534-1539
- Roemmich, D. ; Wunsch, C. ; 1984
Apparent changes in the climatic state of the deep North Atlantic Ocean
Nature 307, S.447-450
- Roemmich, D. ; Wunsch, C. ; 1985
Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean
DSR 32, S.619-664
- Rusby, R.L. ; Hudson, R.P. ; Duriex, M. ; Schooley, J.F. ; Steur, P.P.M. ; Swenson, C.A. ; 1991
Thermodynamic Basis of the ITS-90
Metrologia 28, S.9-18
- Russel, G.L. ; Miller, J.R. ; Tsang, L.C. ; 1985
Seasonal oceanic heat transport computed from an atmospheric model
Dynamics of Atmosphere and Oceans 9, S.253-271
- Sarmiento; 1986
On the North and Tropical Atlantic heat balance
JGR 91, S.11677-11689

Saunders, P.M. : 1992

The International Temperature Scale of 1990, ITS-90
WOCE-Newsletters 10, S.7

Saunders, P.M. ; Thompson, S.R. : 1993

Transport, Heat and Freshwater Fluxes within a Diagnostic Numerical Model (FRAM)
JPO 23, S.452-464

Schäfer, H. ; Krauss, W. : 1994

Eddy statistics in the South Atlantic as derived from drifters drogued at 100m
zur Veröffentlichung eingereicht

Schiller, A. : 1988

Inverse Bestimmung ozeanischer Zirkulationsparameter aus hydrographischen Daten
Diplomarbeit, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Kiel, S.77

Schmitt, R.W. ; Bogden, P.S. ; Dorman, C.E. : 1989

Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic
JPO 19, 9, S.1208-1221

Shannon, L.V. ; Chapman, P. : 1991

Evidence of antarctic bottom water in the Angola Basin at 32°S
DSR 38, S.1299-1304

Shannon, L.V. ; Lutjeharms, J. ; Agenbag : 1989

Episodic input of subantarctic water in the Benguela region
Suid-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap, vol.85, S. 317-322

Siedler, G. ; Peters, H. : 1986

Properties of sea water, Physical properties (general).
Landolt-Börnstein, Numerical Data and Functional Relationships
in Science and Technology, New Series, Oceanography,
(Hrsg. J. Sündermann), V/3a, 233-264

Siedler, G. ; Balzer, W. ; Müller, T.J. ; Onken, R. ; Rhein, M. ; Zenk, W. : 1993

WOCE South Atlantic 1992, Cruise No.22, 22 September 1992 - 31 January 1993
METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 93-5, 131 Seiten

Signorini S.R. : 1978

On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of Sao Tomé and Guanabara Bay
DSR 25, S.481-490

Smith, T.M. ; Miller, J.R. : 1989

Seasonal oceanic heat transports computed from an atmospheric model and ocean temperature climatology
DAO 14, S.77-92

Speer, K. ; Zenk, W. ; Siedler, G. ; Pätzold, J. ; Heidland, C. : 1992

First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic
Earth and Planetary Science Letters 113, S.287-292

Stommel, H. : 1957

A survey of ocean current theory
DSR 4, S.149-184

Stommel H. ; Arons A.B. ; 1960

On the abyssal circulation of the world ocean-I. Stationary planetary flow patterns on a sphere
DSR 6, S.140-154

Stommel,H. ; Veronis,G. ; 1981

Variational invers method for study of oceanic circulation
DSR 28a, S.1147-1160

Stramma,L. ; 1989

The Brazil Current transport south of 23°S
DSR 36, S.639-646

Stramma,L. ; Peterson,R.G. ; 1989

Geostrophic transport in the Benguela Current region
JPO 19, S.1440-1448

Stramma,L. ; Peterson,R.G. ; 1989

The South Atlantic Current
JPO 20, S.846-859

Stramma,L. ; Ikeda,Y. ; Peterson,R.G. ; 1990

Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S
DSR 37, S.1875-1886

Stramma, L. ; 1991

Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic
JMR 49, S.281-294

Sverdrup,H.U. ; Johnson,M.W. ; Fleming,R.H. ; 1942

The Oceans. their Physics, Chemistry and General Biology
Prentice-Hall, S.1087

Tarantola,A. ; 1987

Inverse problem theory - methods for data fitting and model parameter estimation
Elsevier, Amsterdam,

Tarbell,S. ; Meyer,R. ; Hogg,N. ; Zenk,W. ; 1994

A moored array along the southern boundary of the Brazil Basin for the Deep Basin Experiment- Report of a joint experiment 1991-1992
Berichte aus dem Institut für Meereskunde and der Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Nr.243

Tomczak,M. ; 1981

A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing
Progress in Oceanography 10, S.147-171

Tomczak,M. ; Godfrey,J.S. ; 1994

Regional oceanography: an introduction
Pergamon, London, S 422

Wacongne,S. ; Piton,B. ; 1992

The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic Ocean
DSR 39, S.1273-1298

Wallace,D.W.R. ; Johnson,K.M. ; Siedler,G. ; 1993

Prediction of total dissolved inorganic carbon on basin scales by simple multiple linear regression
to be submitted to Geophysical research Letters

- Wallace,D.W.R. : Beining,P. : 1993
Carbon Tetrachloride and Chlorofluorocarbons in the South Atlantic Ocean, 19°S
Draft, submitted to JGR
- Warren,B.A. : Speer K.G. : 1991
Deep circulation in the eastern South Atlantic Ocean
DSR 38, Suppl.1, S.323-343
- Welander,P. : 1991
On the ocean heat engine, stiffness of chaotic systems and climate prediction
Tellus 43AB, S.116-120
- Wendler,O.H. : 1935
Die Oberflächenbewegungen des Guineastromes
Gerlands Beiträge zur Geophysik, 44, Heft 2
- Wijffels,S.E. : Schmidt,R.W. : Bryden,H.L. : Stigebrandt,A. : 1992
Transport of Freshwater by the Ocean
JPO 22, S.155-162
- Wright,W.R. : 1970
Northward transport of Antarctic Bottom water in the western Atlantic Ocean
DSR 17, S.367-371
- Wunsch,C. : 1978
The North Atlantic general circulation west of 50W determined by inverse Methods
RGSP 16, S.583-620
- Wunsch,C. : 1984
An eclectic Atlantic Ocean circulation model. Part I: the meridional flux of heat
JPO 14, S.1712-1733
- Wunsch,C. : Minster,J-F. : 1982
Methods for box models and ocean circulation tracers: mathematical programing and nonlinear inverse theory
JGR 87, C8, S.5647-5662
- Wüst,G. : 1935
Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre.
Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Atlantischen Expedition `Meteor` 1925-1927 Band 6, S.288
- Wyrki,K. : Urich,L. : 1982
On the accuracy of heat storage computations
JPO 12, S.1411-1416
- Zemba,J.C. : 1990
The Brazil current at 31°S: Another look at its velocity structure and transport.
EOS, Trans. amer. Geophys. Union, 71, S.544
- Zenk,W. : Speer,K.G. : Hogg,N.G. : 1993
Bathymetry at the Vema Sill
DSR 40, S.1925-1933

Anhang

1. Abschätzungen des Brasilstromtransportes aus Abb.3.12

Die in Abb. 3.12 benutzten Transporte des oberen westlichen Randstromes wurden größtenteils einer Zusammenstellung aus Onken (1994) entnommen. Die einzelnen Werte mit einigen kurzen Anmerkungen sind in Tabelle A.1 zusammengefaßt. Die Volumentransporte (V-Tr.) und Breitenangaben sind dabei auf ganze Zahlen gerundet.

Die mit einem Inversmodell ermittelten Transporte des westlichen Randstromes sind in Abb. A.1 dargestellt. Bei 30°S wurde bei dieser Berechnung kein Transport am westlichen Rand vorgeschrieben. Dargestellt sind die Transporte der Schichten $\sigma_0 < 26.6 \text{ kg/m}^3$, $\sigma_0 < 26.8 \text{ kg/m}^3$ und Druck $< 600 \text{ dbar}$.

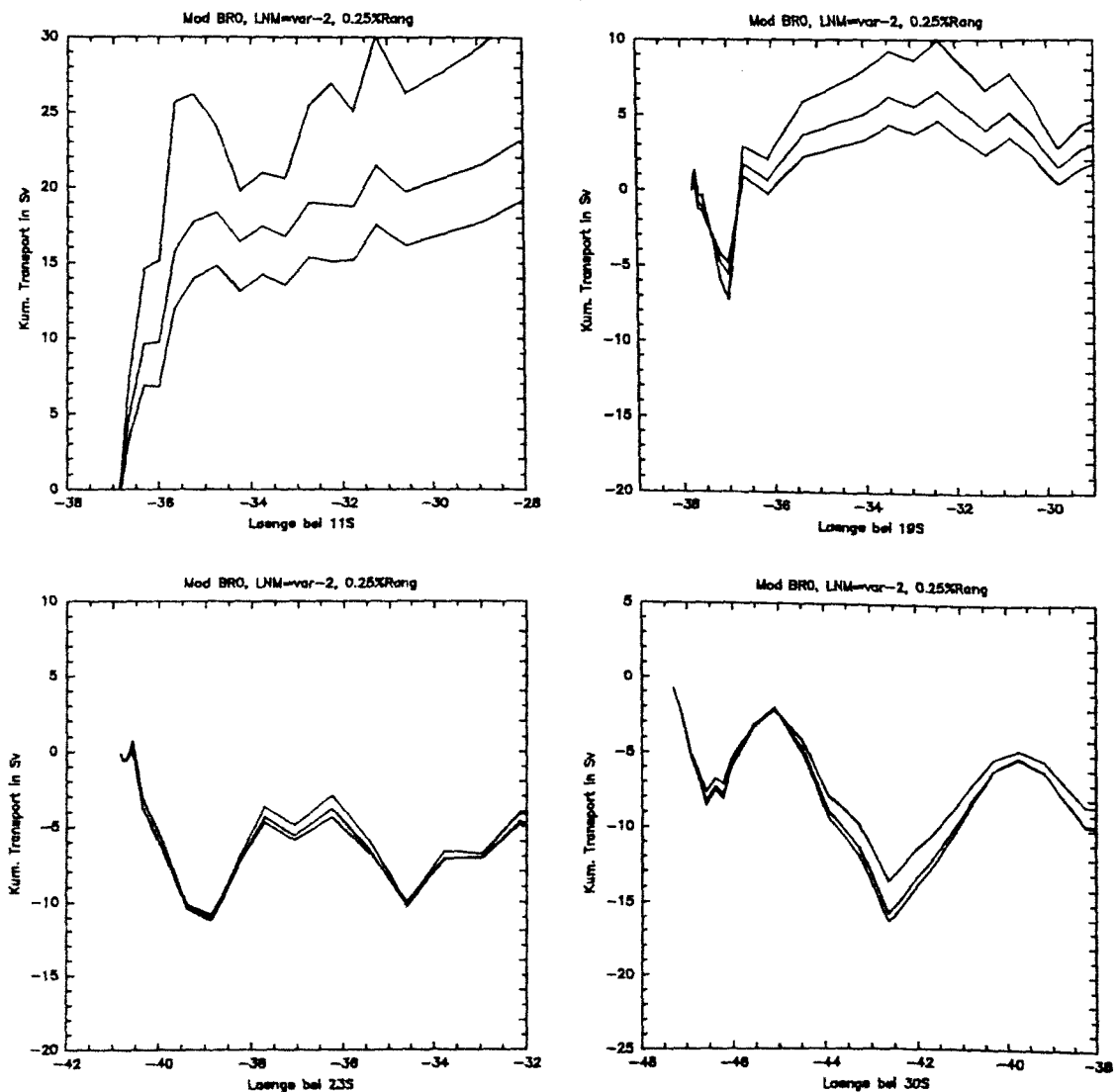


Abb. A.1 Transporte in 3 Oberflächenschichten, kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte der 4 Zonalschnitte bei 11°S, 19°S, 23°S und 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge.

Tab. A1 Abschätzungen des westlichen, oberflächennahen Randstromes von 0°S bis 38°S.

Breite	V-Tr. in Sv	Anmerkungen
0°S	27	aus Strömungsmessungen, Schott(1992) zitiert von Onken 1994
5°S	23	aus Strömungsmessungen, Schott(1992) zitiert von Onken 1994
7°S	17	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 500m, Stramma et al. 1990
8°S	5	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 400m, Stramma et al. 1990
9°S	5	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 380m, Stramma et al. 1990
10°S	-1	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 450m, Stramma et al. 1990
11°S	18	Inversmodell, diese Arbeit
12°S	-2	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 450m, Stramma et al. 1990
13°S	-4	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 450m, Stramma et al. 1990
13°S	-2	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 500m, Stramma et al. 1990
15°S	-6	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 500m, Stramma et al. 1990
16°S	-4	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 500m, Stramma et al. 1990
16°S	-6	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 550m, Stramma et al. 1990
18°S	-1	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 550m, Stramma et al. 1990
18°S	-4	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 600m, Stramma et al. 1990
19°S	-6	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 550m, Stramma et al. 1990
19°S	-7	geostrophische Berechnung, Miranda & Castro Filho 1982
19°S	-5	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
19°S	-7	Inversmodell, diese Arbeit
20°S	-4	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
20°S	-7	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
20°S	-1	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 500m, Stramma et al. 1990
20°S	-2	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 600m, Stramma et al. 1990
20°S	-2	geostrophische Berechnung mit LNM etwa 600m, Stramma et al. 1990
22°S	-4	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
23°S	-10	geostrophische Berechnung, Stramma 1989
23°S	-7	geostrophische Berechnung, Signorini 1978
23°S	-10	Inversmodell, diese Arbeit
24°S	-9	geostrophische Berechnung, Signorini 1978
24°S	-8	geostrophische Berechnung, Signorini 1978
24°S	-4	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
24°S	-8	geostrophische Berechnung, Evans et al. 1983
24°S	-11	Strömungsprofile, Evans & Signorini 1985
24°S	-10	geostrophische Berechnung, Stramma 1989
29°S	-10	aus Strömungsmessungen, diese Arbeit
30°S	-10	geostrophische Berechnung, Sverdrup et al. 1942
31°S	-20	geostrophische Berechnung, Zemba 1990
31°S	-17	Strömungsprofile, Evans & Mascarenas zitiert von Gordon
32°S	-19	geostrophische Berechnung, Stramma 1989
33°S	-12	geostrophische Berechnung, Stramma 1989
38°S	-10	verankertes Echolot, Garzoli & Bianchi 1987
38°S	-23	verankertes Echolot, Garzoli & Bianchi 1987
38°S	-9	geostrophische Berechnung, Garzoli & Garaffo 1989
38°S	-6	geostrophische Berechnung, Garzoli & Garaffo 1989
38°S	-12	verankertes Echolot, Garzoli & Garaffo 1989
38°S	-11	verankertes Echolot, Garzoli & Garaffo 1989
38°S	-11	verankertes Echolot, Garzoli & Garaffo 1989
38°S	-19	geostrophische Berechnung, Gordon & Greengrove 1986
38°S	6	geostrophische Berechnung, Gordon & Greengrove 1986
38°S	-22	geostrophische Berechnung, Gordon 1989

Aus Abb. A.1 kann ein Transport im westlichen Randstrom von 18 Sv nach Norden bei 11°S, 7 Sv nach Süden bei 19°S und 11 Sv nach Süden bei 23°S bestimmt werden. Ebenso erkennt man, daß ein Problem bei der Bestimmung des Transportes im westlichen Randstrom bei 30°S die wirbelartigen Strukturen mit Amplituden bis zu 10 Sv sind. Ein besonders krasser Unterschied tritt bei 30°S auf, wenn die 10 Sv Transport im Brasilstrom einmal zwischen Stationspaar 1 (am westlichen Rand) bis 15 (etwa das Minimum bei 42.5°W in Abb. A.1) und zum anderen zwischen Stationspaar 1 und 11 (etwa das Maximum bei 45.3°W in Abb. A.1) vorgeschrieben wird. Die kumulativen Transporte der beiden Berechnungen sind in Abb. A.2 wiedergegeben, der Unterschied zwischen beiden Berechnungen beträgt bei 43°W etwa 15 Sv. Die Randstromtransporte der 3 weiteren Zonalschnitte werden davon aber fast nicht beeinflusst (Unterschied < 1 Sv). Dieser Unterschied macht sich auch stark im Wärmetransport bemerkbar, bei dem Transport zwischen Stationspaaren 1 bis 15 ist der gesamte Wärmetransport 0.39 PW, innerhalb des Fehlers von 0.03 PW auf Grund der Unsicherheit im Transport des Brasilstromes (vergleiche Unterkapitel 6.13). Wird der Transport in den ersten 11 Stationspaaren vorgeschrieben, so ist der Wärmetransport 0.28 PW und damit außerhalb des angegebenen Fehlerbereiches.

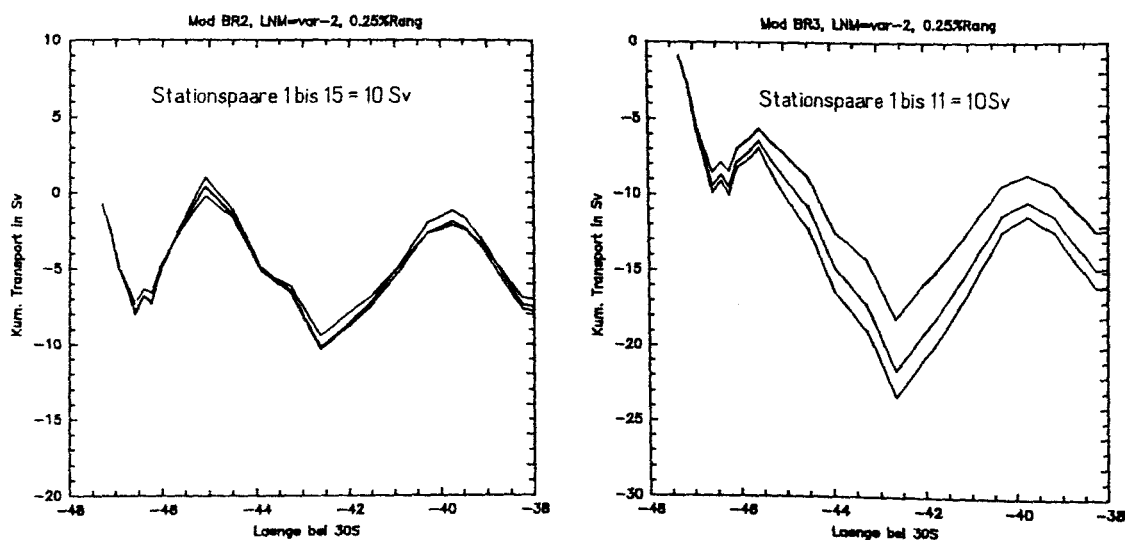


Abb. A.2 Transporte in 3 Oberflächenschichten, kumulativ vom westlichen Rand aus berechnet. Dargestellt sind die Transporte des Zonalschnitte bei 30°S in Abhängigkeit von der geographischen Länge. Links bei Vorschreibung von 10 Sv südwardigen Transportes innerhalb der ersten 15 Stationspaare, recht innerhalb der ersten 11 Stationspaare.

2. Wärmetransporte aus Abbildung 6.5

In Tabelle A.2 sind die für Abbildung 6.5 benutzten Literatur-Werte des Wärmetransportes angegeben. In dieser Arbeit wurden Wärmetransporte von 0.70 PW (11°S), 0.69 PW (19°S), 0.36 PW (23°S) und 0.40 PW (30°S) bestimmt.

Tab. A.2 Wärmetransporte im Südatlantik zwischen 0°S und 32°S, angegeben ist die charakteristische Breite, die Bestimmungsmethode, der Wärmetransport in PW, die Quelle sowie einige Anmerkungen.

Breite	Methode	Wtr.	Autor, Anmerkungen
0°S	Indirekt	0.76	Lamb&Bunker(1982) unterer Jahresmittelwert
0°S	Indirekt	0.81	Lamb&Bunker(1982) oberer Jahresmittelwert
0°S	Indirekt	0.98	Hastenrath(1982)
0°S	Indirekt	0.99	Hastenrath&Merle(1985) (2-Monatsmittel von +2.95 bis -2.09)
5°S	Modell	0.66	Philander&Pacanowski (1986) (aus Abb.9)
8°S	Direkt	0.10	Fu(1982) Invers IGY p0=4000dbar
8°S	Direkt	0.25	Fu(1982) Invers IGY p0=2000dbar
8°S	Direkt	0.42	Fu(1982) Invers Meteor p0=4000dbar
8°S	Direkt	0.41	Fu(1982) Invers Meteor p0=2000dbar
8°S	Direkt	0.74	Roemmich(1983) Invers IGY
8°S	Modell	0.38	Sarmiento(1986)
8°S	Modell	0.7	Russel et al.(1985)
10°S	Indirekt	0.49	Lamb&Bunker(1982) unterer Jahresmittelwert
10°S	Indirekt	0.81	Lamb&Bunker(1982) oberer Jahresmittelwert
10°S	Modell	0.64	Philander&Pacanowski (1986) Modell (aus Abb.9)
10°S	Indirekt	0.81	Hastenrath&Merle(1986) Jahresmittelwert (2-Monatsmittel von +3.18 bis -2.55)
15°S	Direkt	0.86	Fu(1982) Invers Meteor p0=4000/p0=2000dbar
15°S	Direkt	0.83	Fu(1982) Invers IGY p0=4000/p0=2000dbar
15°S	Direkt	0.63	Bryan(1962) Meteor (1.5* .41868)
15°S	Direkt	1.30	Bryan(1962) IGY (3.1* .41868)
15°S	Indirekt	0.92	Barnier&Simonet(1990) Oberflächenflüsse aus ECMWF85-86
15°S	Indirekt	0.2	Hsiung (1985)
15°S	Modell	0.37	Sarmiento(1986)
15°S	Direkt	0.4	Macdonald(1993)
20°S	Indirekt	0.15	Hsiung (1985)
20°S	Modell	0.40	Sarmiento(1986)
20°S	Indirekt	-2.3	Hsiung(1989)
20°S	Indirekt	1.5	Hsiung(1989)
20°S	Modell	0.5	Russel et al.(1985)
20°S	Indirekt	0.49	Lamb&Bunker(1982) unterer Jahresmittelwert
20°S	Indirekt	0.79	Lamb&Bunker(1982) oberer Jahresmittelwert
21°S	Direkt	0.55	Fu(1982) Invers Meteor p0=4000dbar
21°S	Direkt	0.53	Fu(1982) Invers Meteor p0=2000dbar
24°S	Direkt	0.43	Fu(1982) Invers IGY p0=4000dbar
24°S	Direkt	0.64	Fu(1982) Invers IGY p0=2000dbar
24°S	Direkt	0.34	Bennett(1978) IGY-Daten
24°S	Direkt	0.65	Bennett(1978) IGY-Daten
24°S	Direkt	0.61	Roemmich 1983, invers IGY
24°S	Direkt	0.33	Bryan(1962) IGY (0.8* .41868)
24°S	Modell	0.44	Sarmiento(1986)
24°S	Indirekt	0.09	Hsiung(1985)
28°S	Direkt	0.81	Fu(1982) Invers Meteor p0=4000dbar
28°S	Direkt	0.85	Fu(1982) Invers Meteor p0=2000dbar
28°S	Indirekt	0.70	Barnier&simonet(1990) Abb.3 von 90°S bis 90°N
30°S	Indirekt	0.69	Hastenrath(1982)
30°S	Indirekt	0.04	Hsiung(1985)
30°S	Modell	0.8	Russel et al.(1985)
30°S	Modell	0.27	Sarmiento(1986)
30°S	Direkt	0.3	Macdonald(1993)
32°S	Direkt	0.66	Fu(1982) Invers IGY p0=4000dbar
32°S	Direkt	0.88	Fu(1982) Invers IGY p0=2000dbar
32°S	Direkt	0.16	Bennett(1978) IGY-Daten
32°S	Direkt	-0.68	Bennett(1978) IGY-Daten
32°S	Direkt	0.25	Rintoul(1991) +/-0.12 IGY 32°S aus einem Inversmodell südlich 32°S

3. Abkürzungen

AABW	Antarktisches Bodenwasser
AAIW	Antarktisches Zwischenwasser
B&R	Baumgartner & Reichel (1975)
DIC	gelöster anorganischer Kohlenstoff
H&R	Hellermann & Rosenstein (1983)
IfMK	Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Macdonald	ohne Jahresangabe ist Macdonald (1993)
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser
Roemmich	ohne Jahresangabe ist Roemmich (1983)
SACW	Südatlantisches Zentralwasser
SIO	Scripps Institution of Oceanography
SF	Oberflächenwasser
Sv	Sverdrup, entspricht $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$
uCP	oberes Zirkumpolarwasser
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution
WIJ	Wijffels et al. (1992)
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
Θ	potentielle Temperatur

English figure and tabel legends

Chapter 2.

Table 2.1: Data sets used in this and previous calculations for meridional heat transport. Given is the expedition name, the date, aproximate position, the data kind and the data source. The data source is an institution or a litererature reference. (SIO= Scripps Institution of Oceanography, WHOI= Woods Hole Oceanographic Institution, IfMK= Institut für Meereskunde Kiel)

Figure 2.1: Geographic positions of hydographic profiles in the South Atlantic: at the top data previous of 1980 (o=Meteor 1925/27, *=IGY) and at the bottom data after 1980 (*=Oceanus 133, += SAVE, o=Meteor 15/3 and Meteor 22/5).

Figure 2.2: Salinity as a function of NO_3 and NO_3^* (preformed nitrate) for the SAVE-3 section.

Chapter 3.

Figure 3.1: Trajectories of surface floats (figure from the cruise report M15). In addition the mean velocities in 3 regions are given (Schäfer & Krauss, 1994).

Figure 3.2: Trajectories of floats in the region of the density of AAIW.

Figure 3.3a: The position and distribution of the measuring devices used in the volume transport calculations. To the left the region of the Brazil Current, to the right the Vema Channel. The isolines are of potential temperature.

Figure 3.3b: Geographic positions of the moorings. Moorings used in the calculations are marked with a star.

Figure 3.4: Absolute value of the velocity as a function of time at mooring

a) BW 333 at a depth of 220m, Brazil Current region, $27^{\circ}54' \text{S}$, $46^{\circ}42' \text{W}$

b) VM 338 at a depth of 4425m, Vema Channel, $31^{\circ}08' \text{S}$, $39^{\circ}26' \text{W}$

Table 3.1: Moorings in the region of the Brazil Current

One line for every mooring with name, position and measuring time is followed with data from the individual Aandera current meters. For each current meter the nominal depth, the minimal and maximal pressure, the mean velocity and direction, the minimal and maximal temperature and the characteristic width is given.

Figure 3.5: Time series of the pressure of the topmost Aandera current meter from the mooring BW (A), BM (B, with a shift of 100dbar) and BE (C, with a shift of 400dbar).

Figure 3.6: a) Time series of the depth of the topmost Aandera current meter and the first ADCP bin of mooring BE. b) the same for temperature

Figure 3.7: Section of the geostrophic velocity relative to the bottom along the mooring line at the time of mooring layout (Meteor 15/1). Contour interval is 0.025 m/s.

Figure 3.8: Time series of the volume transport of the Brazil Current and the respective histograms. To the left for a pressure interval of 0–600 dbar, to the right for temperatures above 8°C.

Figure 3.9: Normalized velocity profiles for the Rossby modes 1 (A) to 3 (C) at mooring BM.

Figure 3.10: Direct current measurements and fitted velocity profile.

Figure 3.11: Histogram of the volume transport of the Brazil Current calculated with a modal decomposition of the velocity. The volume transports are calculated from the surface to a depth of 600m in direction 200°. To the left the transports for a characteristic width of 35, 84 and 114 km for the 3 moorings BW, BM, BE respectively, to the right for a width of 70, 84 and 114 km.

Figure 3.12: Previous estimates of the Brazil Current transport in comparison to the result of the direct current measurements. (* from mooring data, x= profiling current meters, +=from hydrographic data, o= from moored echo sounders)

Tabel 3.2: Moorings in the Vema Channel

One line for every mooring with name, position and measuring time is followed with data from the individual Aandera current meters. For each current meter the nominal depth, the minimal and maximal pressure, the mean velocity and direction, the minimal and maximal temperature and the characteristic width is given.

Figure 3.13 Time series of the volume transport through the Vema Channel and the respective histograms. To the left for pressure > 3500dbar, to the right for temperatures below 2°C.

Tabel 3.3: Moorings from the Santos Plateau (Data from Tarbell et al. 1994)

One line for every mooring with name, position and measuring time is followed with data from the individual Aandera current meters. For each current meter the nominal depth, the mean east and north velocities with the standard deviation and the length of the time serie with some comments are given.

Chapter 4.

Figure 4.1: Section of the salinity at about 23°S. Contour interval 0.05 for salinities below 35.0, interval of 0.5 for salinities above 35.0.

Figure 4.2: Section of silica content at about 30°S. Contour interval 5 $\mu\text{mol/kg}$.

Figure 4.3: Temperature–salinity diagram from SAVE–6. Curve A (Below the data points) is the definition of South Atlantic Central Water from Tomczack & Godfrey (1994), curve B is the area for the definition of North Atlantic Central Water.

Figure 4.4: Section of PO_4^* at about 11°S . Contour interval $0.05 \mu\text{mol/kg}$.

Figure 4.5: Section of oxygen content at about 30°S . Contour interval $10 \mu\text{mol/kg}$.

Figure 4.6: Section of NO_3^* at about 30°S . Contour interval $1 \mu\text{mol/kg}$.

Figure 4.7: Vertical profiles of SiO_4 , NO_3^* , salinity and potential temperatur at 30°S .

Figure 4.8: Section of salinity at about 25°W . Contour interval 0.05 for salinities below 35.0 , interval of 0.5 for salinities above 35.0 .

Figure 4.9: Section of salinity at about 11°W . Contour interval 0.05 for salinities below 35.0 , interval of 0.5 for salinities above 35.0 .

Figure 4.10: Section of potential temperature at about 30°S . Contour interval 0.25°C for temperatures below 5.0°C , interval of 5°C for temperatures above 5°C .

Tabel 4.1: Values for the definition of the individual water masses.

Figure 4.11: Section of the uCP concentration at 23°S with a strong factor used to exclude water masses following method 1.

Figure 4.12: Section of the uCP concentration at 23°S with a strong factor used to exclude water masses following method 2.

Figure 4.13: Section of the uCP concentration at 23°S with a strong factor used to exclude water masses following method 3 with pressure boundaries.

Tabel 4.2: Values for the definition of water masses using density. The given values are the upper boundary, the deepest boundary is the bottom. The values at 11°S and 30°S are taken from the water mass analysis. Also given are the definitions of Roemmich and Macdonald. All values are in kg/m^3 .

Figure 4.14: Concentration of AAIW as a function of σ_θ (left) and concentration of lower NADW as a function of σ_2 (right) for 30°S (top) and 11°S (bottom).

Chapter 5.

Tabel 5.1: Definition of the spatial variabel levels of no motion. Pressure p in dbar, density in kg/m^3 , potential temperature in $^\circ\text{C}$.

Tabel 5.2: Heat transport in PW and southward mass transport below the AAIW in Sv for several levels of no motion. Heat transport corresponding to a reasonable overturning cell are written in thick, the maxima (↑) and minima (↓) of this transports are marked.

Tabel 5.3: Heat transport with different spatial resolutions. Level of no motion is 1200 dbar (standard1 are the 33 depth levels of the Meteor 1925/27 expedition, standard2 are an expanded version to 151 levels).

Tabel 5.4: Heat transport with different decay depth of the differences in the bottom triangle. Levels of no motion at 1200 dbar.

Tabel 5.5: Heat transport with different calculations of the Ekman transport and the associated errors. All values in PW, calculated error less than 0.01PW are put to 0.01PW.

Figure 5.1: Vertical mean potential temperature (°C) as a function of longitude for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S.

Figure 5.2a: Positions of data from Oceanus 133 (+) and IGY (*) at about 24°S.

Figure 5.2b: Section of temperature differences between IGY data of 1958 and Oceanus 133 data from 1983 at about 23°S. With negative values the temperature in 1983 are higher than in 1958. Contour interval 0.25°C above 1000dbar and 0.1°C below.

Figure 5.3a: Positions of CTD-stations from Meteor M22/3 (*), M22/4 (o) and M22/5 (+).

Figure 5.3b: Section of temperature differences between Meteor M22/3+4 and Meteor M22/5 data for January respectively March 1993 at about 23°S. With negative values the temperature in March are higher than in January. Contour interval 0.25°C above 1000dbar and 0.1°C below.

Table 5.6 Sections that lie close together and can therefore be used to infer temporal variability.

Figure 5.4: Volume transport of the water mass layers defined by Roemmich with baroclinic calculation (no net transport between 2 adjacent stations) at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S.

Figure 5.5: Volume transport of the water mass layers defined by Roemmich with the level of no motion Variabel-2. At 11°S, 19°S and 30°S the transports are very similar, the 23°S has remarkably different transports, specially in the upper NADW.

Figure 5.6: Baroclinic heat transport of different section without Ekman part. M= Meteor 1925/27; S= SAVE-2; *= IGY; x= M15/3 and M22/5; o= Oceanus 133.

Chapter 6.

Figure 6.0: Geographic position of the boxes for the inverse calculation

Table 6.1: Definition of the main boxes (1,2,3) and the secondary boxes (a,b,...) for the inverse calculation

Figure 6.1: Example of an system with 4 pair of stations and 2 equations. This figure shows the area of the 4 station pairs. Written below the station pairs are the calculated velocities for the inverse model to the right of them.

Table 6.2: Parameter of the inverse system used to infer the influence of different scalings.

Figure 6.2a: The volume transport (top, in Sv) and the velocities (bottom, in cm/s) from an inverse calculation using an scaling for the equations and the velocities with an exponent of 0.0 as a function of longitude. From left to right the zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S.

Figure 6.2b: same as 6.2a but with an exponent of -0.5.

Figure 6.3c: same as 6.2a but with an exponent of -1.0.

Figure 6.3: The dependency of the heat transport as a function of the exponent for scaling the velocities and the exponent for scaling the equations.

Figure 6.4: a) Heat transport of the 4 zonal sections as a function of the rank of the solution (o=Meteor, *=Oceanus). b) Extrem values (o) and standard deviation (*) of the inverse calculated velocities. The rank used in most calculation is 0.25% of the greatest Eigenwert, or approximatly 48.

Table 6.3: The influence of different levels of no motion on the calculated heat transport. The numbers identifying the levels arise from table 5.2, the ones with reasonable overturning are written fat. (levels as defined by Macdonald, rank=0.25%)

Table 6.4: Heat transport (PW) with different level definitions and different solution ranks.

Table 6.5: Heat transport (PW) using different secondary boxes for the calculation. The used rank is 0.25% of the greatest Eigenwert. Levels as defined by Macdonald and two different levels of no motion. The main boxes are scaled four times higher then the secondary boxes. Exceptions are:

Extra-1: main boxes scaled only 1.125 times higher then secondary boxes

Extra-2: the total mass transport of the secondary boxes is scaled the same as in the main boxes.

Table 6.6: Heat transport (PW) as a function of the Brazil Current transport and the total AABW transport (levels as defined by Macdonald, used rank = 0.25%, all secondary boxes).

Table 6.7: Heat transport (PW) using different data sets, but the same parameters of the inverse system.

Table 6.8: Heat transport (PW) as a function of the relative scaling of the equations for water mass transport (using the concentrations from the water mass analysis of chapter 4) compared to the scaling of the density levels of the main boxes.

Figure 6.5: The heat transport calculated with this inverse method (o) compared to previous estimates. These are estimates from circulation models (*), from hydrographic data (x) and with the indirect method (+).

Figure 6.6: The functional relationship between the overturning cell (in Sv at the X-axis), the heat transport (in PW at the Y-axis) and the mean temperature of the northward flow (in °C as isolines). The point represents the overturning and the heat transport from the inverse model, the triangle represents the baroclinic part.

Chapter 7.

Table 7.1: Northward meridional transport of other variables, calculations mainly done with bottle data.

Table 7.2: Total transport of different variables taking into account the flow through Bering Strait and the effect of freshwater flux (precipitation and evaporation).

Table 7.3: Surface freshwater fluxes (in Sv) into the ocean.

Figure 7.1: Section of DIC (total dissolved inorganic carbon) at 30°S. Values in $\mu\text{mol/kg}-2000$, contour interval of 10 $\mu\text{mol/kg}$.

Chapter 8.

Figure 8.1: Mass transport in the levels defined by Macdonald calculated with the inverse model using 3 different levels of no motion:

- a) Variabel-1 (31)
- b) Variabel-2 (32)
- c) baroclinic (1)

Figure 8.2: Barotropic volume transport (excluding Ekman-part), shown as a cumulative transport starting at the western boundary. The transport of the level of no motion "Variabel-2" are shown for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S as a function of longitude. The Y-axis has always the same range but different X-axis crossings.

Figure 8.3: same as 8.2 but for the inverse calculation using the baroclinic level of no motion (1).

Figure 8.4: same as 8.2 but for the inverse calculation using the level of no motion Variabel-2 (32).

Figure 8.5: Inverse calculated volume transport in the surface layer (excluding Ekman-part), shown as a cumulative transport starting at the western boundary for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S,

23°S and 30°S as a function of longitude. The Y-axis has always the same range but different X-axis crossings.

Figure 8.6: Vectors of the mass transport normal to the hydrographic sections for the layer from the surface to 600dbar.

Figure 8.7: Concentration of the water mass SF3 at 19°S. Contour interval = 0.1

Figure 8.8: Concentration of the water mass SF3 at 25°W. Contour interval = 0.1

Figure 8.9: Concentration of the water mass AAIW at 19°S. Contour interval = 0.1

Figure 8.10: Concentration of the water mass AAIW at 30°S. Contour interval = 0.1

Figure 8.11: Inverse calculated volume transport in the AAIW layers, shown as a cumulative transport starting at the western boundary for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S as a function of longitude. The Y-axis has always the same range but different X-axis crossings.

Figure 8.12: Concentration of the water mass NADW-2 at 11°S. Contour interval = 0.1

Figure 8.13: Concentration of the water mass 2°C-W at 30°S. Contour interval = 0.1

Figure 8.14: Inverse calculated volume transport in the NADW layers, shown as a cumulative transport starting at the western boundary for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S as a function of longitude. The Y-axis has always the same range but different X-axis crossings.

Appendix:

Figure A.1: Volume transport in 3 surface layers, shown as a cumulative transport starting at the western boundary for the 4 zonal sections at 11°S, 19°S, 23°S and 30°S as a function of longitude. The Y-axis has always the same range but different X-axis crossings.

Table A.1: Estimates of the near surface western boundary current between 0°S and 38°S.

Figure A.2: Inverse calculated volume transport in 3 surface layers, shown as a cumulative transport starting at the western boundary at 30°S as a function of longitude. To the left a transport of 10 Sv is prescribed between stations 1 to 15, to the right a transport of 10 Sv is prescribed between stations 1 and 11.

Table A.2: Meridional heat transport in the South Atlantic between 0°S and 32°S, given is the nominal latitude, the method, the heat transport (PW) a reference and some comments.

Danksagung

Ich danke meinem Doktorvater Prof. Dr. G. Siedler für die Betreuung dieser Arbeit, für hilfreiche wissenschaftliche Anregungen und stete Diskussionsbereitschaft.

Außerdem bedanke ich mich bei allen Mitarbeitern der Abteilung Meeresphysik und den "Bewohnern" der "Alten Botanik" für Unterstützung, Gesprächsbereitschaft und angenehme Arbeitsatmosphäre. Ein besonderer Dank geht an Dr. Birgit Klein, Dr. Andreas Schiller und Dipl.Oz. Uwe Paul für stete, manchmal feucht-fröhliche Diskussionsbereitschaft und viele Anregungen.

Ein weiterer Dank gilt allen Personen, die mit dazu beigetragen haben, die verwendeten Datensätze zu erstellen.

Ich danke meinen Eltern und meiner Frau Dörte für die mir gegebene Unterstützung und erwiesene Geduld.